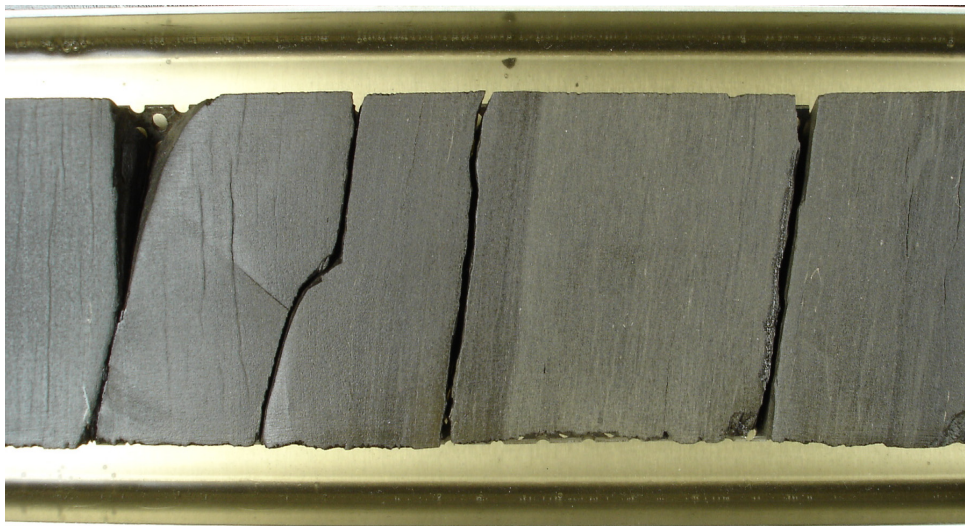


Masteroppgave i geofag

Hekkingformasjonen i det sørlige Barentshavet,

*sedimentpetrografi, organisk geokjemi og
avsetningsforhold*

Vidar Johannessen



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Hekkingformasjonen i det sørlige Barentshavet,

sedimentpetrografi, organisk geokjemi og avsetningsforhold

Vidar Johannessen



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Petroleumsgeokjemi og geofysikk

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

22/6-2006

© **Vidar Johannessen, 2005**

Veileder: Henning Dypvik

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission

Takk

Først av alt vil jeg takke min veileder gjennom denne masteroppgaven, Henning Dypvik , for alltid å være der når jeg trengte hjelp og veiledning. Hans dør var alltid åpen.

Så en takk til Øystein How og Herman M. Weiss ved SINTEF Petroleumsforskning AS, for god hjelp, og for å stille kjerneprøvene til disposisjon.

Videre vil jeg takke min kjære, Nina Naalsund, for all den støtte hun har gitt meg det siste halvåret når jeg har jobbet med masteroppgaven.

Til slutt en takk til familie og venner, for alltid å være der når man trenger dem.

Vidar Johannessen

Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon	1
2. Geologisk rammeverk	2
2.1 Geografisk posisjon	2
2.2 Barentsplattformen generelt	3
2.3 Geologisk historie	4
3. Metoder	8
3.1 Logging	
3.2 XRD	8
3.3 Tynnslip	9
3.4 TOC og Rock-Eval	9
4. Resultater	11
4.1 Kjernen 6814/04-U-02	11
4.2 Kjernen 7018/05-U-01	17
4.3 XRD % forhold mellom mineralene/mineralgruppene	22
4.4 Forholdene kvarts/(kalifelspat+plagioklas) og (kvarts + feltspat)/leirmineraler	25
4.5 Tynnslip analyser	28
4.6 TOC og Rock-Eval analyser	30
5. Diskusjon	34
6. Konklusjon	39
7. Referanser	41
8. Appendix	43

1. Innledning

Basert på sedimentologi, stratigrafi og mineralogiske/geokjemiske analyser, er målet med denne masteroppgaven er å gi en beskrivelse av avsetningsprosessene til kildebergarten i Hekkingformasjonen i det sørvestlige Barentshavet. Det er lagt særlig vekt på det sporadiske innslaget av sand/siltlagene, som er spesielt hyppige i de grunnere delene av Hekkingformasjonen. Det er også lagt stor vekt på et konglomerat fra nivå 93,41 m til 93,43 m. funnet i kjernen 6814/04-U-02, forøvrig det eneste konglomeratet funnet i de studerte kjernene (kjernene 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01 er studert).

Kjernen 7018/05-U-01 ble boret i området Troms III, mens kjernen 6814/04-U-02, ble boret 300 km sørvest for 7018/05-U-01, i området Nordland VII . Nordland VII ligger like utenfor Lofoten og brønnens plassering representerer marginen av paleo-Barentshavet.

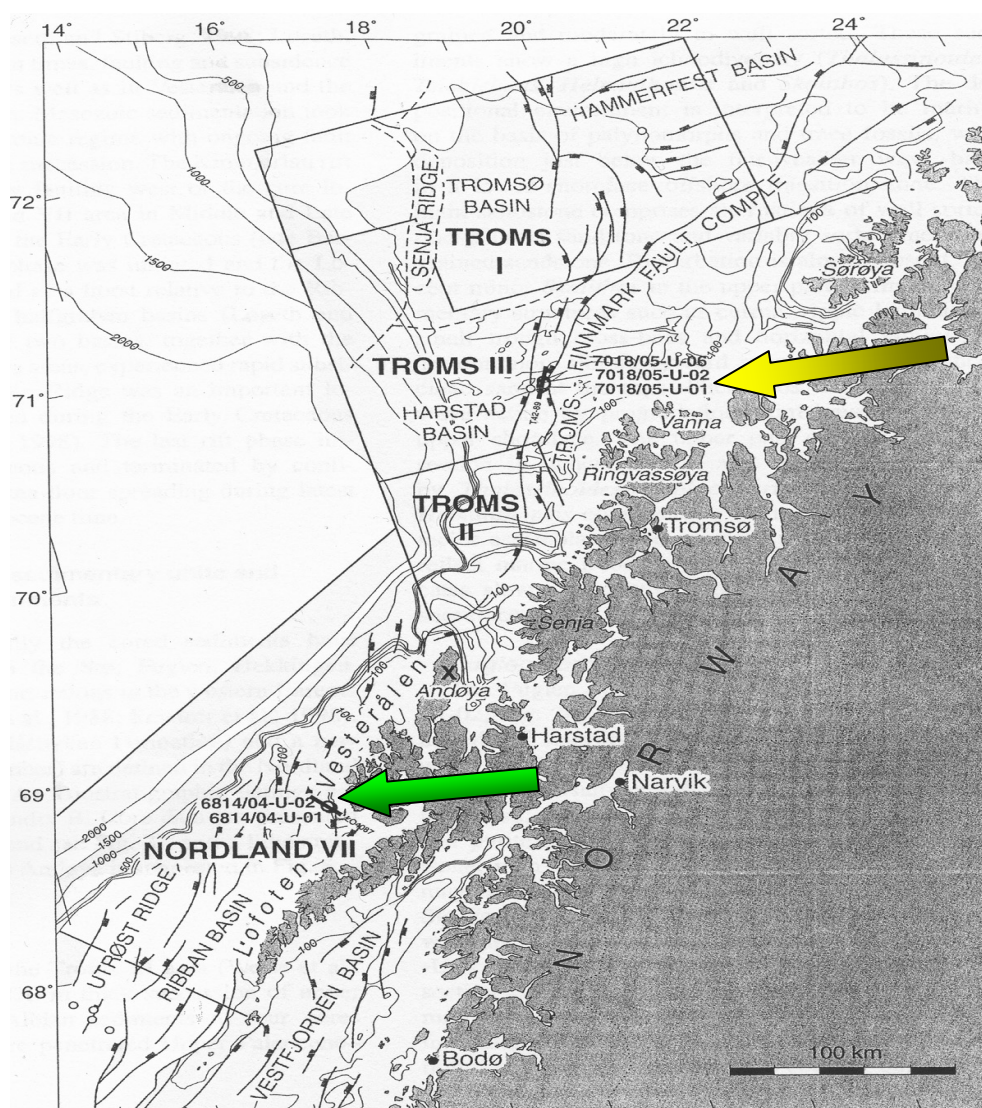
I masteroppgaven blir først den geologiske utviklingen i Barentshavet gjennomgått. Etter en presentasjon av metoder blir resultater presentert brønnvis, først sedimentologiske så mineralogiske og til slutt blir ”screening” organiske analyser presentert. Avslutningsvis blir resultatene diskutert og det hele satt inn i en konkluderende geologisk modell.

2. Geologisk rammeverk

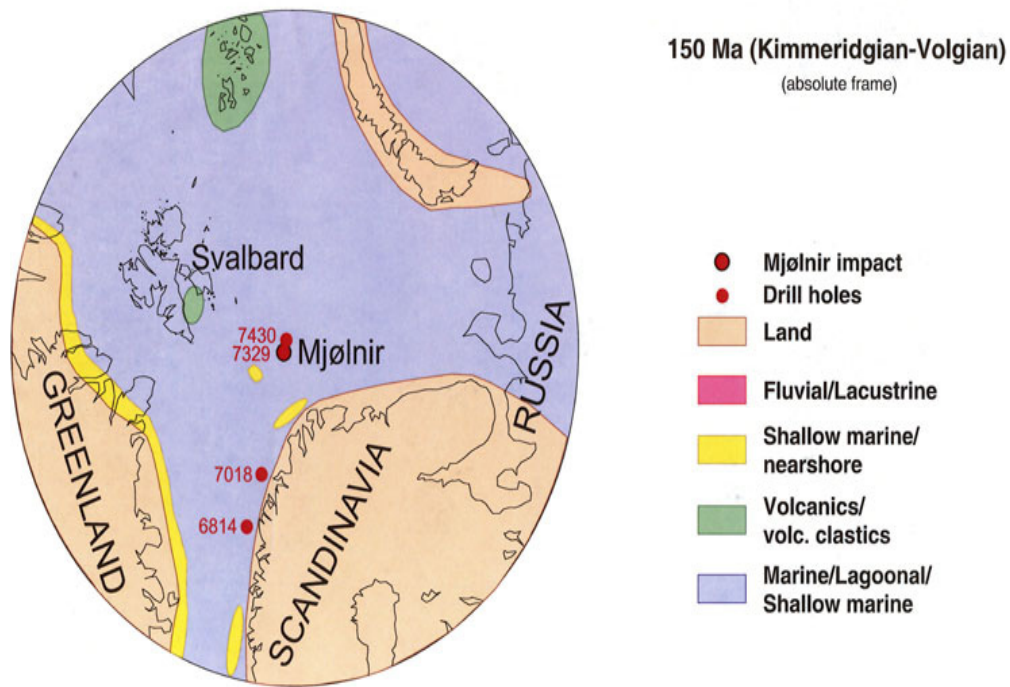
2.1 Geografisk posisjon

Kjernen 7018/05-U-01 ble boret i området Troms III, mens kjernen 6814/04-U-02, ble boret 300 km sørvest for 7018/05-U-01, i området Nordland VII, (figur 1.1). Nordland VII ligger like utenfor lofoten og brønnens plassering representerer marginen av paleobarentshavet, (figur 1.2).

Barentshavet er et stort og grunt havområde i Arktis, som strekker seg mellom Svalbard, Bjørnøya, Troms, Finnmark, Kola, Novaja Zemlja og Franz Josef Land, med et vanddyb stort sett mellom 300 og 600m, (figur 1.3).



Figur 1.1 Den gule pilen viser hvor kjernen 7018/05-U-01 ble boret, og den grønne pilen hvor kjernen 6814/04-U-02 ble boret. Fra Smelror et al 2001.

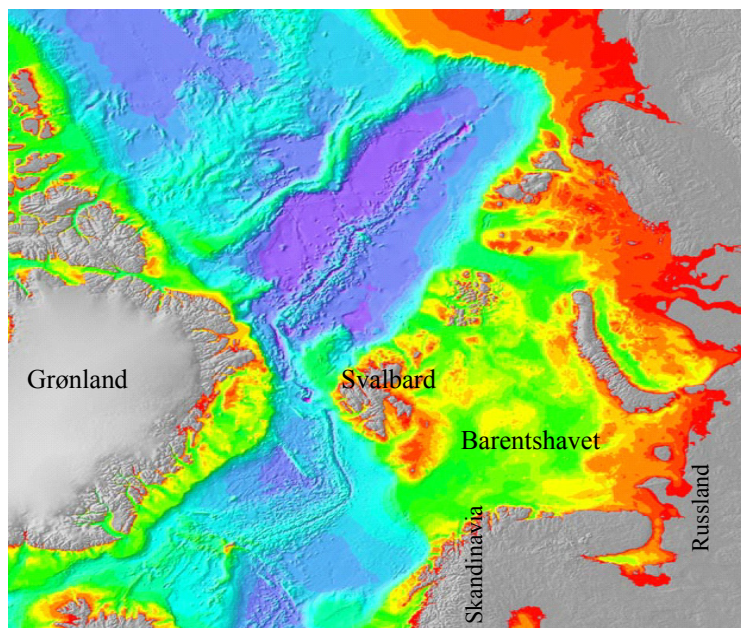


Figur 1.2 Paleoposisjon av landområdene og Barentshavets geometri 150 millioner år siden. Kartet viser også hvor kjernene er boret (Dypvik, pers.medd., 2006).

2.2 Barentsplatthformen generelt

Det nåværende bassenggulvet tilhørende Barentsplatthformen ble skulpturert under og etter siste istid, med underliggende kenozoiske, mesozoiske og øvre paleozoiske sedimenter på kaledonsk grunnfjell, (Dypvik et al 2004).

Barentsplatthformen består av bassenger, høyder, og platthformer som har vært aktive til ulik tid. (Gabrielsen et al. 1990; Johansen et al. 1992).



Figur 1.3 Barentshavets geografiske posisjon og bathymetri.

Fra www.svalex.net. 2006

2.3 Geologisk historie

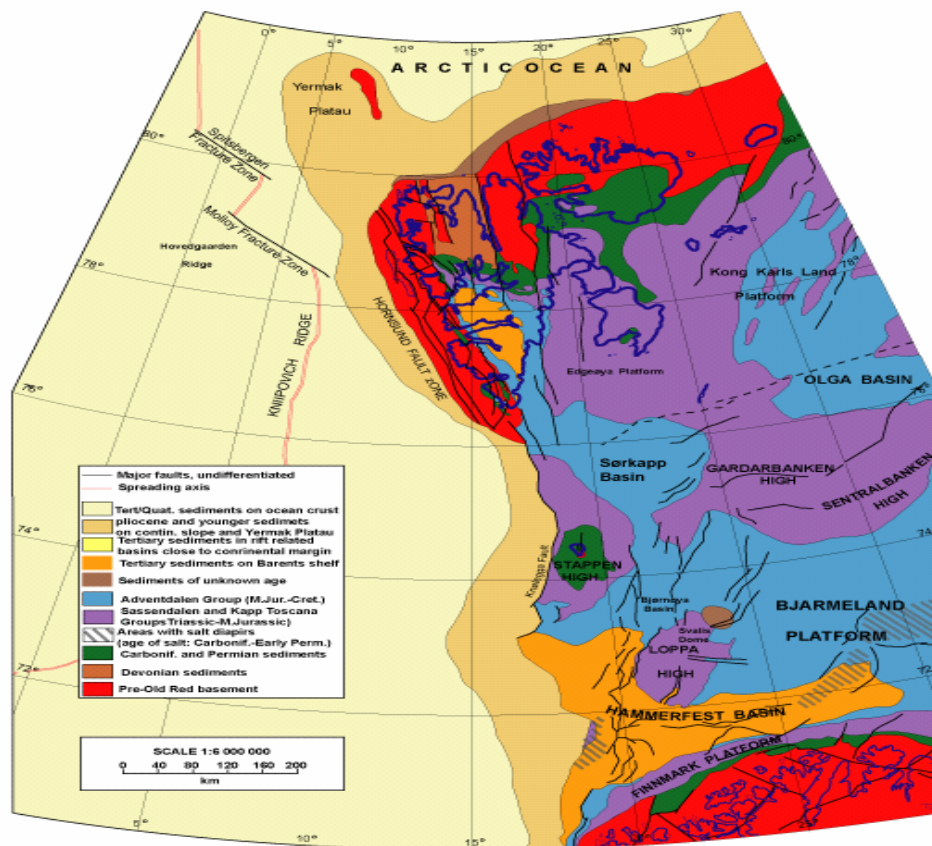
Flere tektoniske hendelser har hatt stor påvirkning på utviklingen Barentshavområdet. Den kaledonske fjellkjedefoldningen som kuliminerte i sen silur til tidlig devon, satte det strukturelle rammeverket som i stor grad har påvirket utviklingen i de vestlige områdene, (Johansen et al. 1992).

Subduksjon i paleosoikum og etterfølgende kollisjon mellom de østlige plater og den østligste delen av plattformen resulterte i den uralske orogonesen i perm og tidlig trias.

Ved slutten av paleosoikum var de fleste av de strukturene som er dominerende i området i dag dannet, og dannelsen av yngre forkastninger ser i stor grad ut til å være styrt av de eldre strukturene, (Johansen et al. 1992). I løpet av fanerozoisk tid, har plateinteraksjoner resultert i en bevegelse av deler av området fra den sørlige halvkule til den nåværende posisjon.

Utviklingen til den sedimentære lagrekken har derfor vært kraftig influert av klimatiske forandringer.

På den russiske siden har det vært størst avsetning av sedimenter i sørbarentsbassenget og nordbarentsbassenget, mens man på den norske siden finner ganske store sediment mektigheter i Nordkapp, Hammerfest, og Bjørnøyabassengene. Høyder som sentrale Barentshøyden og Bjarmelandsplattformen, skiller disse bassengene. (Dypvik et al 2004).



Figur 1.4 Barentshavets høyder, bassenger og plattformer. Fra www.svalex.net.

Fra tidlig devon ble det avsatt sedimenter, erosjonsprodukter fra kaledonske fjellkjeden, i de områdene som i dag er Svalbard og øst-Grønland (figur 1.5) Det tektoniske regimet endret seg fra kompresjon til ekstensjon i perioden sen devon til tidlig kritt, og den sen-paleozoiske riftningsfasen initierte dannelser av en serie grabener fylt med klastiske sedimenter i den sørlige bassengprovinsen i Barentshavet (Rønnevik et al., 1984)(figur 1.3).

De silisiklastiske bergartene i den vestlige delen av Barentshavet er fra devon til karbon alder, og representerer fluviale og lakustrine sedimenter, delvis avsatt i riftbassenger. I midten av karbon sees en overgang til karbonatsedimentasjon. Karbonatene ble avsatt på et stabilt plattform og i revmiljø, etterfulgt av avsetning av evaporitter i tidlig perm. Silisiklastiske sedimenter ble igjen hovedsaklig avsatt i mesozoikum, etter at avsetningen av karbonat og evaporitter opphørte i slutten av perm, men fremdeles var det spredt karbonatsedimentasjon, i områder karakterisert av dypere og kaldere vannmasser (Dypvik et al 2004).

I nordvest og vest dominerte rifting i devon og særlig karbon det tektoniske regimet. Transgresjonen i sen perm endret imidlertid Barentshavsokkelen til et stabilt interkratonisk basseng, og den tektoniske aktiviteten var deretter begrenset til den vestlige delen av området.

I bassengene i den sørvestlige delen av Barentshavet, var det hovedsakelig finkornet klastisk sedimentasjon i trias. I løpet av den relativt korte trias perioden, ble store mengder med sedimenter avsatt. (figur 1.5) Gjennom trias fluktuerte det relative havnivået, noe som førte til raske transgresjoner over lav relief plattformene. (Johansen et al.1992) Det uralske høylandet var en viktig sedimentkilde, men sedimenter kom også inn i bassenget fra andre lokale kildeområder. Marginal marin og deltaisk sedimentasjon var utstrakt i tidlig trias(Dalland et al.,1988) I midtre og sen trias fortsatte grunn marin og deltaisk sedimentasjon over store områder av det sørlige Barentshavet.(Doré, 1991) Dypere marine avsetningsforhold dominerte i de raskt innsynkende bassengene, og organisk rike skifere ble avsatt i midtre trias (figur 1.5, Kobbe og Snadd formasjonen).Grunnmarin og periodevis blottet kontinentalsokkel, eksisterte over det meste av regionen ved enden av trias og tidlig jura.

De strukturelle elementene dannet i paleosoikum forandret seg ikke mye i trias, så trias var en lite tektonisk aktiv periode(Faleide et al., 1984), og få forkastninger ser ut til å ha vært aktive.

I jura og kritt forårsaket forkastninger omfattende strukturering av det vestlige Barentshavet. I sørvest har man funnet spor etter ulike riftingsfaser i midt-/sen-jura, tidlig kritt og sen kritt.(Faleide et al. 1990), mens hoveddriften i de vestlige bassengene i Barentshavet skjedde i tidlig kritt. Det sørlige sokkel området i Barentshavet ble dominert av grunnmarine avsetningsforhold i tidlig og midtre jura(figur 1.5, Tubåen til Stø formasjonen) og flere transgressive pulser er identifisert (Dalland et al 1988). Kontinental og grunnmarine avsetninger var karakteristisk for tidlig og midre jura.

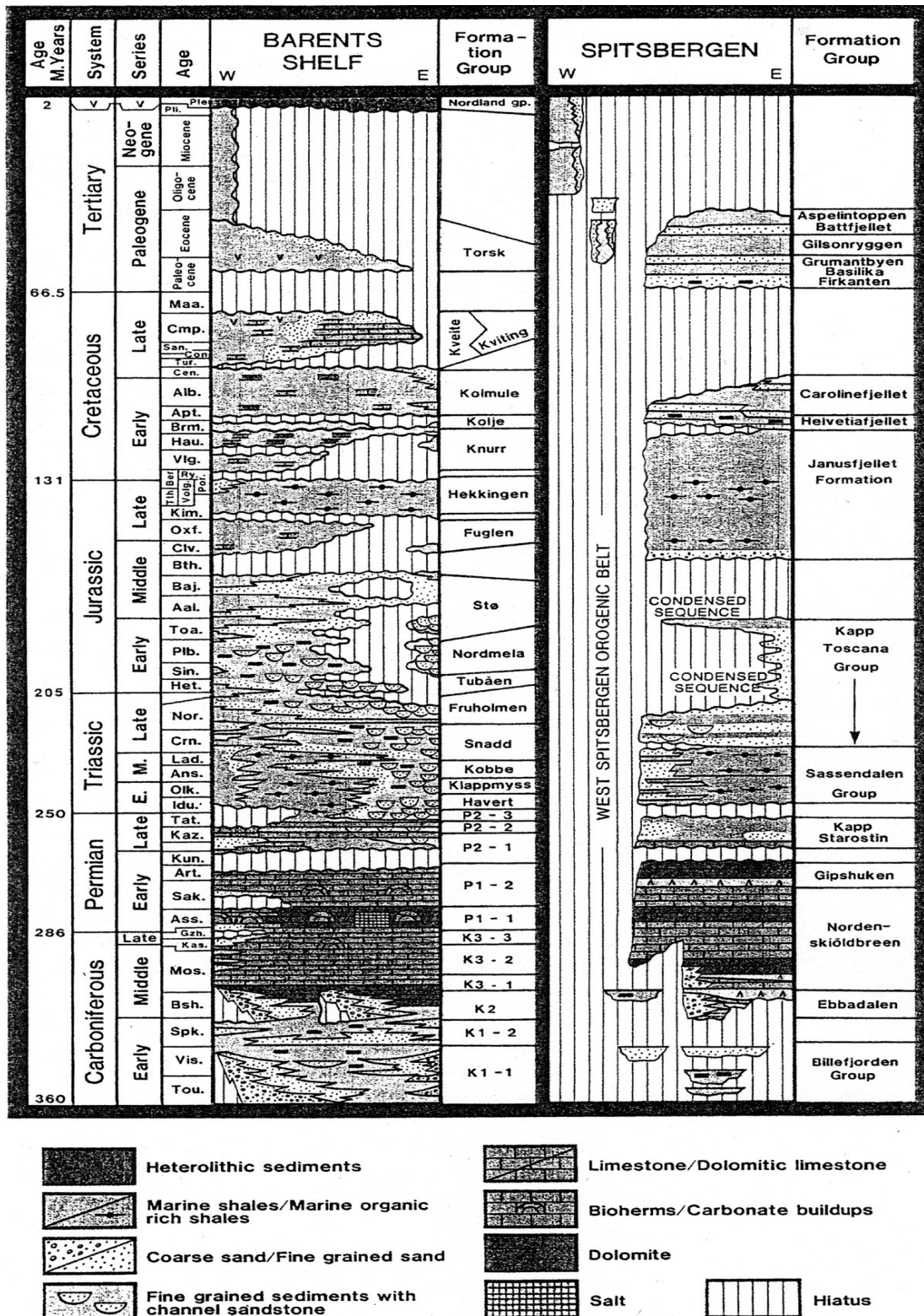
Ved slutten av jura fikk man en transgresjon, og dypmarine avsetningsforhold dominerte (figur 1.5, Fuglen og Hekking formasjonen) Transgresjonen gjenspeiles i avsetningene fra denne perioden, som hovedsakelig består av mørke organisk rike skifre, med innslag av tynne sandlag.

Sedimentene som ble avsatt i kritt perioden i den vestlige delen av Barentshavet, deles inn i to separate stratigrafiske grupper (Dalland et al., 1988), Nordvestbankgruppen og Nygrunngruppen. Nordvestbankgruppen som er eldst, består av skifere og leirsteiner med tynne siltlag, kalkstein, dolomitt og lokale sandsteiner. Nygrunngruppen ble avsatt i øvre kritt er karakterisert av skifere og leirsteiner med tynne bånd av dolomitt. Mot øst øker innholdet av grovere klastisk materiale og karbonater. Det meste av sedimentene avsatt i kritt mangler over store deler av Svalbardplattformen, grunnet heving og erosjon i kritt/tertiær og kvartær. (Dalland et al., 1988)

Kenozoiske sedimenter er bevart i de nordlige og sørlige bassenger i Barentshavet, Hammerfest og Tromsøbassenget, og langs den vestlige marginen av Barentssokkelen. I østlige og sentrale deler er bare tynne avsetninger med leirstein bevart.

Den sedimentære lagrekken i Barentshavet, fra hardere paleozoiske bergarter, til mykere skifer og løsere sandsteiner i mesozoikum, viser et markert skille i avsetningsmiljøet. .

2.4 Generalisert lito- og kronostratigrafi for Spitsbergen og det vestlige Barentshavet



Figur 1.5 Generalisert lito- og kronostratigrafi for Spitsbergen og det vestlige Barentshavet. Fra Nøttvedt et al., 1992.

3. Metoder

3.1 Logging

Kjerneprøver fra brønnene 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01, ble logget i samarbeid med veileder Henning Dypvik (figurene 4.1 og 4.8). Loggingen ble utført i vitenskapsmuseet/Kjernelageret til NTNU på Dora i Trondheim, hvor kjerneprøvene blir oppbevart. Loggingen ble utført i løpet av 5 dager. Borekjernematerialet som ble logget var presentert som såkalte visningskutt, dvs. at den sylinderformede kjernen var delt i to, og det plane snittet polert. Kjernene er 54 millimeter i diameter. Loggingen ble utført i skala 1:20. Brønn 6814/04-U-02 ble logget fra 70 til 160 m, og brønn 7018/05-U-01 fra 49 til 154 m. Usikkerhet:

Feil ved prøvetakingen og registrering av kjernestykkene på borefartøyet. Feil ved oppmåling, og identifikasjonsfeil under logging.

3.2 XRD

XRD (røntgen diffraktometer analyser) benyttes i denne oppgaven til mineral identifisering og kvantifisering. Philips X'Pert MPD, Røntgendiffraktometer ved institutt for geologi, UiO ble brukt for å analysere prøvene. Prøvene ble generelt tatt med hensyn på å kartlegge de finkornede lagene, så lag/lamine inneholdende mer silt og/eller sand, er unngått ved prøvetaking. Ved konsekvent å ta prøvene i de mer leirrike intervallene, vil man lettere kunne sammenlikne de forskjellige prøveresultatene fra XRD. Prøvene ble tatt regelmessige mellomrom gjennom det loggede intervallet i begge brønnene.(appendiks)

Prøvene som ble analysert var knust finkornet, og ble analysert uorientert og ubehandlet.

XRD toppene for kalifelspat $3,24\text{\AA}$ og plagioklas $3,18\text{\AA}$ ble ikke alltid identifisert automatisk av programmet ved en vanlig "Bulk scan", som er en hurtigere "scan" som gir færre detaljer. Når bare en av toppene ble registrert, ble forholdene fra "slow scan" analysene brukt. Verdiene fra en "slow scan" analyse er vanligvis noe høyere enn ved en "bulk scan", derfor var det viktig å bruke den ene identifiserte verdien fra "bulk scan", for å finne ut hvor mye forholdsmessig verdiene ved en "slow scan" avvek. Dette forholdet ble brukt for å korrigere "slow scan" verdiene, så de i størst mulig grad ble tilpasset "bulk scan" verdiene.

7 Å toppen kan både representere kaolinitt og kloritt. Forholdet mellom toppene ved 24,9 ° 2θ som representerer kaolinitt og 25,1 ° 2θ som representerer kloritt ble beregnet for å bestemme kloritt/kaolinitt forholdet. Forholdet ble brukt videre for å splitte telletallet for 7Å toppen fra "Bulk scan" i riktig forhold.

Usikkerhet:

Forurensning av prøvene. Ulik preparering av prøvene vil gi noe varierende resultater. Feil ved tolking av XRD toppene.

3.3 Tynnslip

Tynnslipene fra brønn 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01 (tabell 4.1 og 4.2), ble fremstilt ca. 30µm tykke, etter først å være støpt inn i blå epoksy, polert og limt på glass. Når bergarten kuttes i så tynne skiver, blir de fleste mineralene gjennomskinnelige og kan identifiseres optisk i mikroskop med gjennomfallende lys. Hvert mineral har en karakteristisk måte å bryte lyset på, og dette utnyttes til identifisering og karakterisering. Tynnslipene ble studert med mikroskop (Nikon Labophot-pol) for å bestemme rundhet, kornstørrelse, sortering og orientering, for deretter å bruke en automatisk punktteller(Swift, modell F.) for å bestemme den mineralogiske sammensetningen. Hvert tynnslip ble telt 300 ganger for å gi et bilde av den mineralogiske sammensetningen (Van der Plas og Tobi, 1965).

Usikkerhet:

Forurensning av prøvene/tynnslipene. Feil ved identifikasjon av de ulike mineralene.

3.4 TOC og Rock-Eval

Mengden TOC (totalt organisk karbon) er målt med jevne mellomrom gjennom de loggede intervallene i kjernene 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01. Rock-Eval data foreligger for intervallet 76,33 til 105,62 m. for kjernen 6814/04-U-02 og for 87,58 til 111,20 m for kjernen 7018/05-U-01.

Rock-Eval pyrolyse er brukt for å identifisere type og modenhet til organisk materiale, og for å finne petroleumspotensialet til sedimenter. Rock-Eval pyrolyse metoden innebærer en programmert oppvarming av en liten prøve (ca. 100 mg) i en inert atmosfære (helium) for å bestemme innholdet av frie hydrokarbonene i prøven og innholdet av komponenter inneholdende hydrokarbon og oksygen (CO₂) som blir fordampet ved nedbrytning av kerogenet.

Pyrolyse ovnens temperaturprogram er følgende: en temperatur på 300 °C er holdt i 3 min. frie hydrokarboner fordampes og blir målt som S₁ toppen. Temperaturen blir så økt til 550 °C (temperaturen blir økt med 25 °C/min) I denne fasen fordampes de tyngre hydrokarbonene (>C₄₀) samtidig som kerogenet crackes. Hydrokarbonene frigjort og fordampet fra denne termale crackingen blir målt som S₂ toppen. temperaturområdet hvor S₂ når sitt maksimum avhenger av typen og modenheten til kerogenet, og er kalt T_{maks}. CO₂ dannet fra kerogen cracking blir fanget i området 300°-390 °C, og blir frigjort og detektert under avkjøling av pyrolyseovnen (S₃ toppen)

De fire parameterne man får fra Rock-Eval pyrolyse kan summeres på følgende måte:

S₁ = Mengden av frie hydrokarboner I prøven

S₂ = Mengden av hydrokarboner generert ved termal cracking av kerogenet

S₃ = Mengden av CO₂ (i milligram CO₂ per gram bergart) produsert ved pyrolyse av kerogenet. S₃ er en indikasjon på mengden oksygen i kerogenet og brukt til å kalkulere oksygenindeksen.

T_{maks} = Den temperaturen man har en maksimal frigjøring av hydrokarboner generert ved cracking av kerogen. T_{max} en indikasjon på modenheten til det organiske materialet(kerogenet).

HI = hydrogen index (HI = [100 x S₂]/TOC).

OI = oksygen index (OI = [100 x S₃]/TOC).

Usikkerhet:

Forurensning av prøvene. Usikker oksygenideks ved lave verdier.

4. Resultater














4.1 Kjernen 6814/04-U-02

Brønnen 6814/04-U-02 ble boret og kjernen tatt nær marginen av paleo-Barentshavet, i kystregionen til fastlands Norge. Det loggede intervallet (figur 4.1) er dominert av skifer, men er mer sandrik enn kjernen 7018/05-U-01. 6814/04-U-02 kjernen er spesielt sandrik mot toppen av Hekkingformasjonen fra 95 til 70 m.

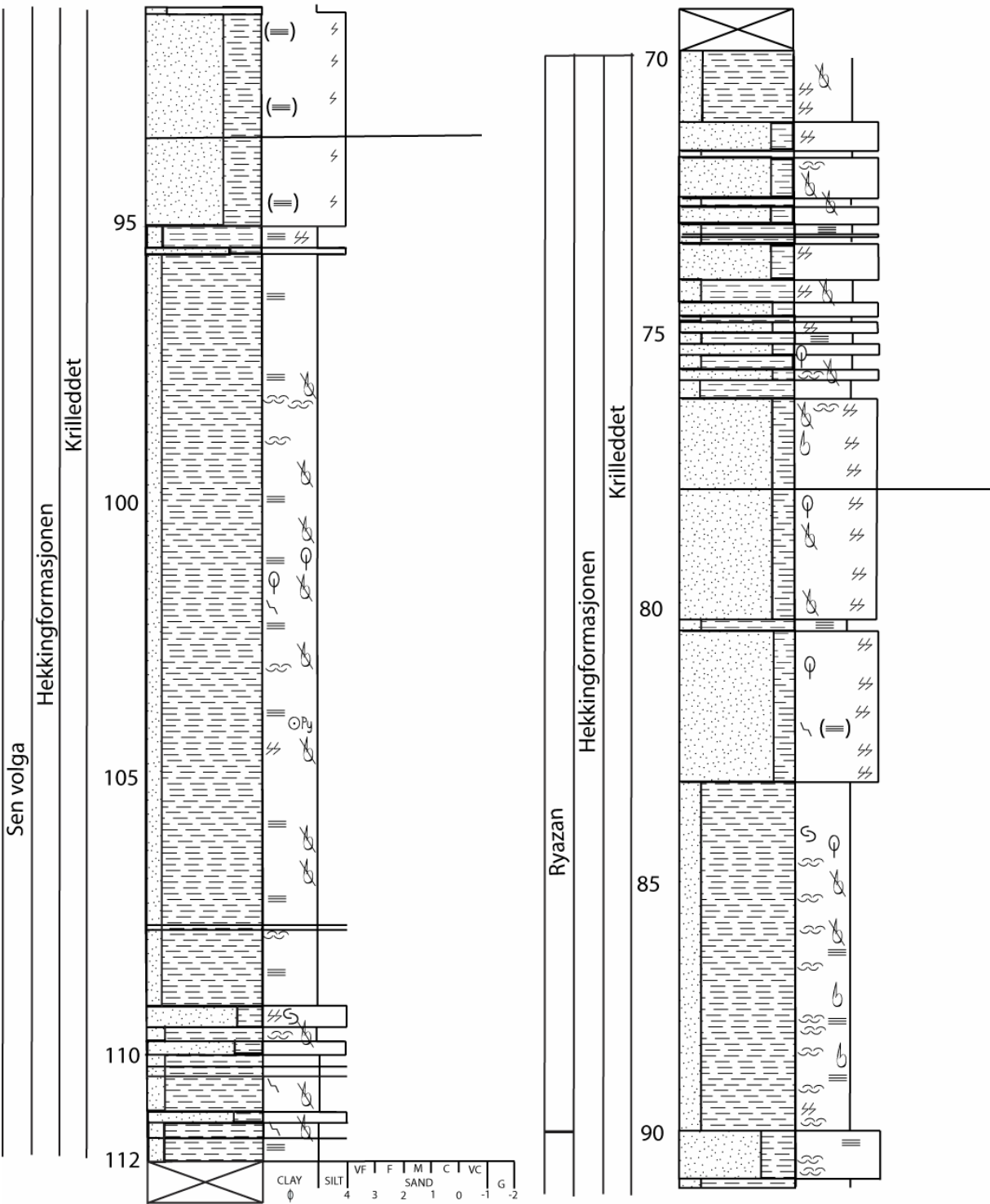
Grensen mellom sen volga og ryazan (figur 4.1) er satt på grunnlag av biostratigrafi, (Sintef rapport for kjernen 6814/04-U-02) og er brukt for å korrelere kjernene 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01.

Skiferens farge er relativt uniform gjennom hele det oppmålte intervallet, og varierer fra lys gråsvart til gråsvart, (figurene 4.2 til 4.7). Sand/siltlagene i kjernen varierer fra millimeter opp til 30-40 cm tykkelse (figur 4.7) Den grunnere delen av loggen gir inntrykk av uniforme sand/siltlag med flere meters tykkelse, mens de grovere lagene er med jevne mellomrom avbrutt av tynne skiferlag, som var for tynne til å ta med i loggen grunnet målestokken (1:20) brukt ved loggingen, (figur 4.3). Gjennom hele det loggede intervallet er det skarpe grenser mellom leirsedimentene og de mer sand/siltrike lagene, bortsett fra i de bioturberte enhetene, (figur 4.7). De tilsynelatende homogene skiferne ses ved nærmere ettersyn å bestå av vekslende lysere og mørkere lag/lamine, (tilsvarende figur 4.11 fra kjernen 7018/05-U-01). Det loggede intervallet har et meget stort antall oppoverfinende (figur 4.2) og oppovergrovende enheter med en tykkelse på fra et par mm til noen centimeter. Intervallene med et høyere siltinnhold er ofte betydelig bioturbert (figur 4.7 og tilsvarende figur 4.12 fra kjernen 7018/05-U-01), mens det vanligvis bare er få tegn til bioturbasjon i de mer leirrike intervallene (figur 4.6). Ved 60,42 meters dyp, ble det funnet et 2 cm tykt kornbåret leirfillekonglomerat, med en kornstørrelse på 4 mm. (Figur 4.4). Konglomeratet er den eneste enheten med en markert grovere kornstørrelse i det loggede intervallet. Kjernen inneholder en rekke folder (figur 4.5) og små forkastede enheter, (figur 4.6). De forkastede enhetene er forskjøvet fra noen millimeter til noen centimeter langs forkastningsplanet.

Tegnforklaring figur 4.1 og 4.8.

	Sand
	Skifer
	Laminert
	Noe laminert
	Noe bioturbert
	Bioturbert
	Skallgruslag
	Plantefragment
	Skallfragment
	Skall
	Forkastning
	Foldede lag
	Pyritt

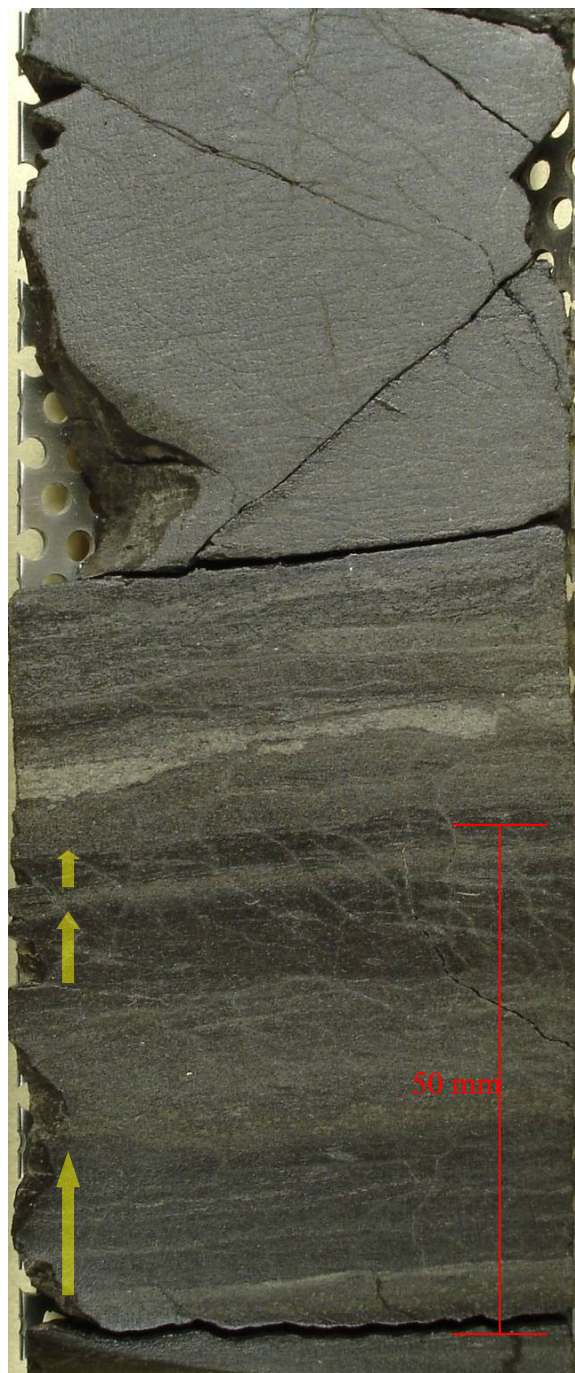
6814/04-U02



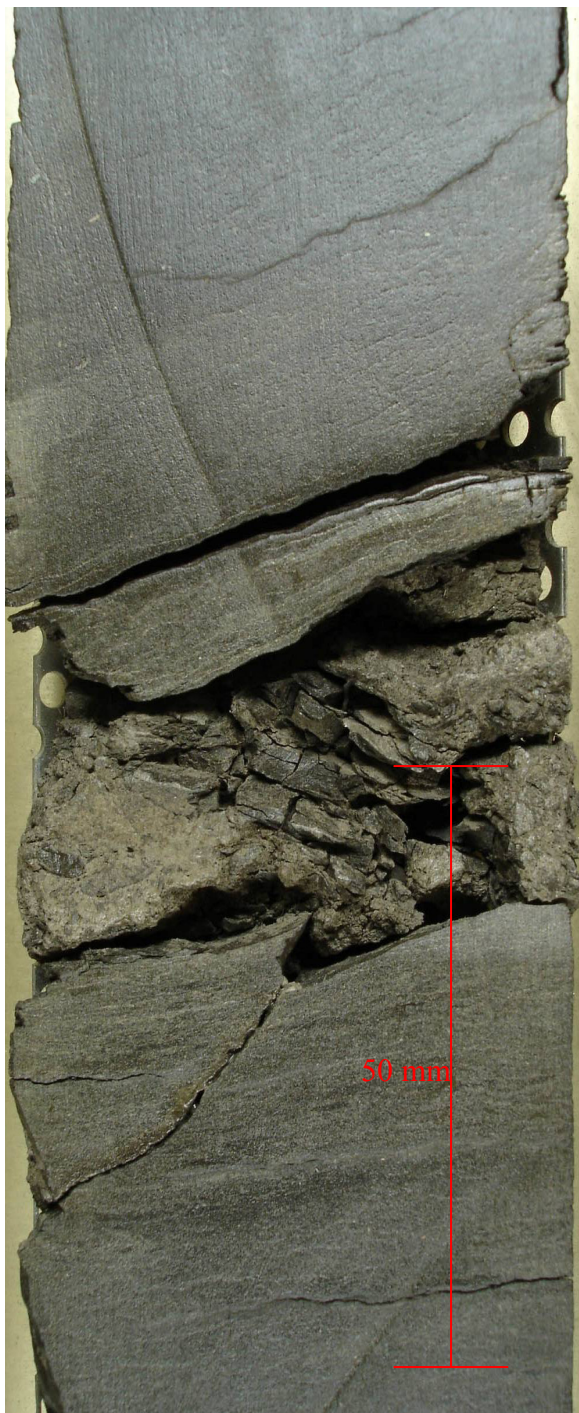
Figur 4.1 Detaljlogg av kjernen 6814/04-U-02



Figur 4.2 Kjernen 6814/04-U-02: oppoverfinende enhet ved 107,3 m. Den skarpe nedre grensen til den oppoverfinende enheten er ved den gule pilens bunn, og avslutter ved pilens topp.



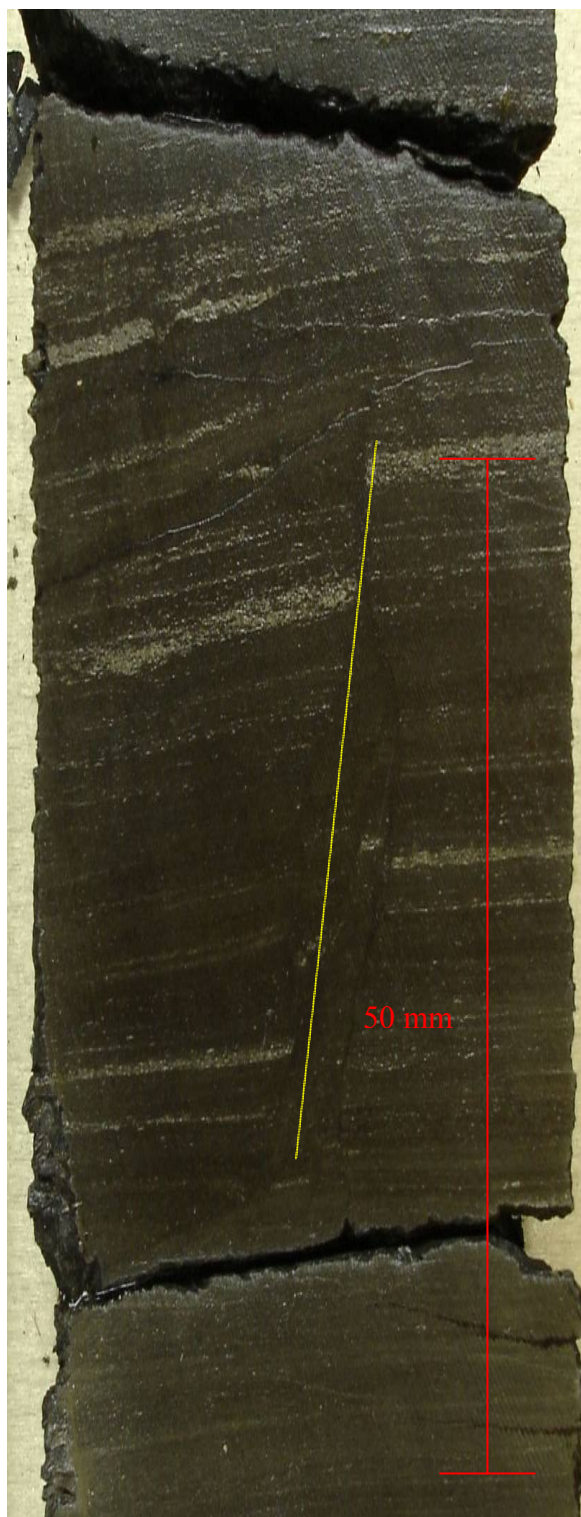
Figur 4.3 Kjernen 6814/04-U-02: Den grunnere delen av loggen gir inntrykk av uniforme sand/siltlag med flere meters tykkelse. Bildet tatt ved 78,60 m, viser hvordan de grovere lagene med jevne mellomrom er avbrutt av tynne skiferlag, som var for tynne til å ta med grunnnet målestokken (1:20) brukt ved loggingen. Skiferlagenes nedre grense ved pilens bunn og øvre grense ved pilens topp.



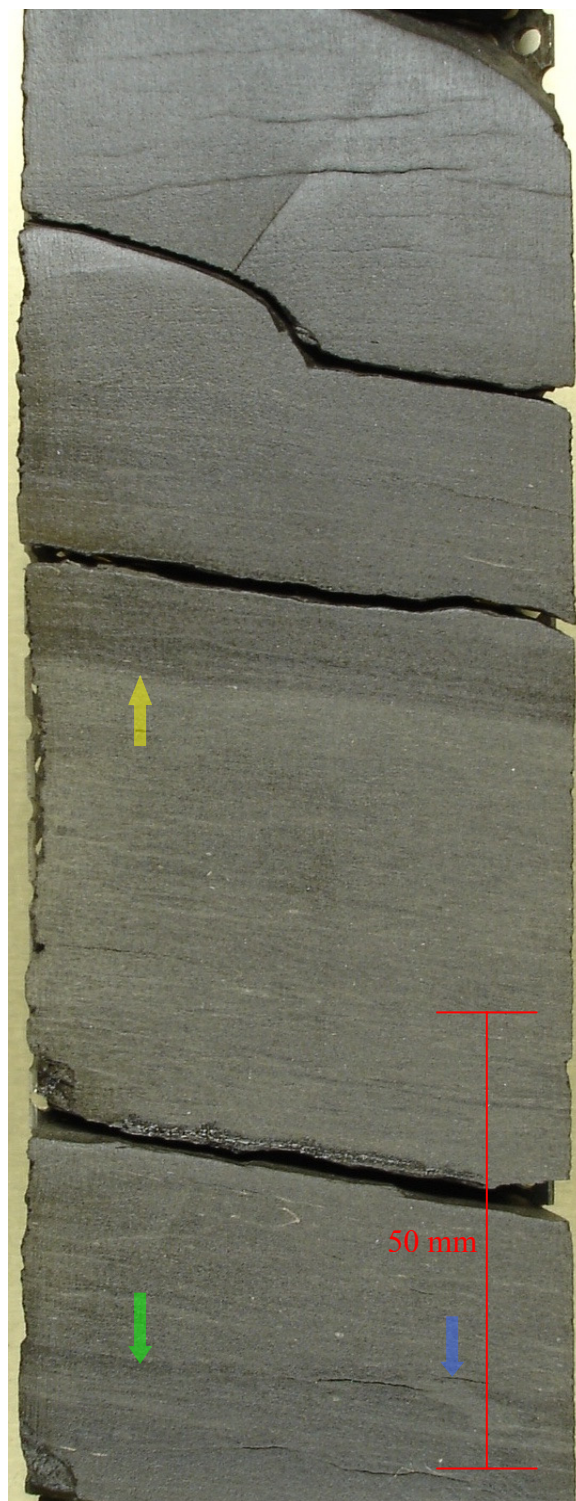
Figur 4.4 Kjernen 6814/04-U-02: 2 cm tykt kornbåret leirfillekonglomerat, med en kornstørrelse på 4 mm. Konglomeratet ligger mellom 93,41-93,43 m. Grensene over og under konglomeratet er skarpe.



Figur 4.5 Kjernen 6814/04-U-02: foldede lag ved 74,70-74,55 m.



Figur 4.6 Kjernen 6814/04-U-02; Listrisk normalforkastning fra 105,45 til 105,49 m. Spranghøyden er ca 1 cm. Forkastningsplanet langs den gule linjen.



Figur 4.7 Kjernen 6814/04-U-02; 7 cm tykt siltlag fra 73,23 til 73,30 m. Den gule pilen viser siltlagets skarpe øvre grense og den grønne pilen den nedre grensen. Den nedre grensen ser ut til å ha vært skarp, men omrotet av bioturbasjon. Den blå pilen peker på et tydelig gravespor.

4.2 Kjernen 7018/05-U-01

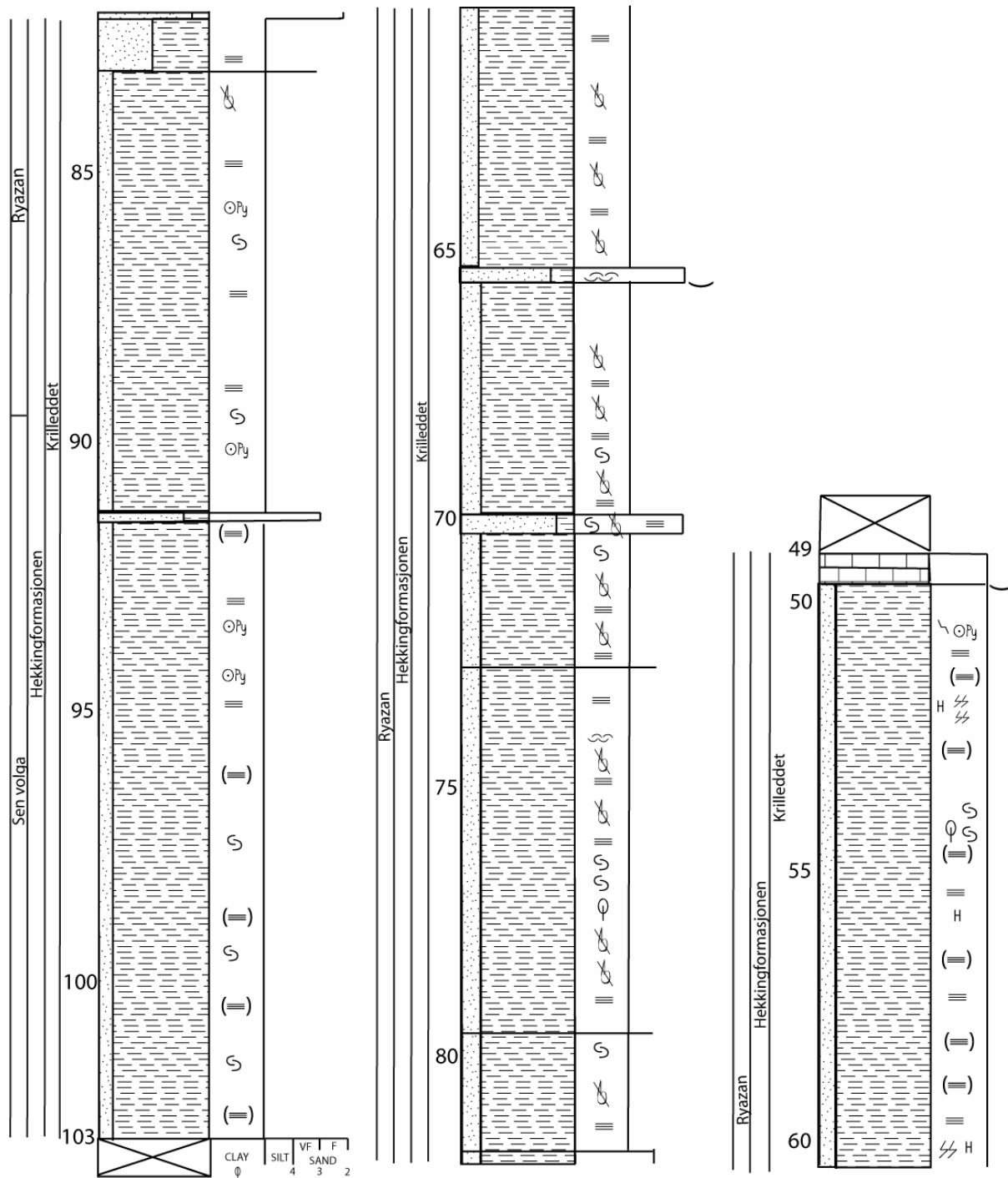
7018/05-U-01 kjernen ble boret 300 km nordøst for 6814/04-U-02 (figurene 1.1 og 1.2)

7018/05-U-01 er dominert av skifer, men med sporadiske innslag av sandlag, med en tykkelse som varierer fra millimeter og opp til 10- 20 centimeter. 7018/05-U-01 er mer sandrik mot toppen av Hekkingformasjonen.

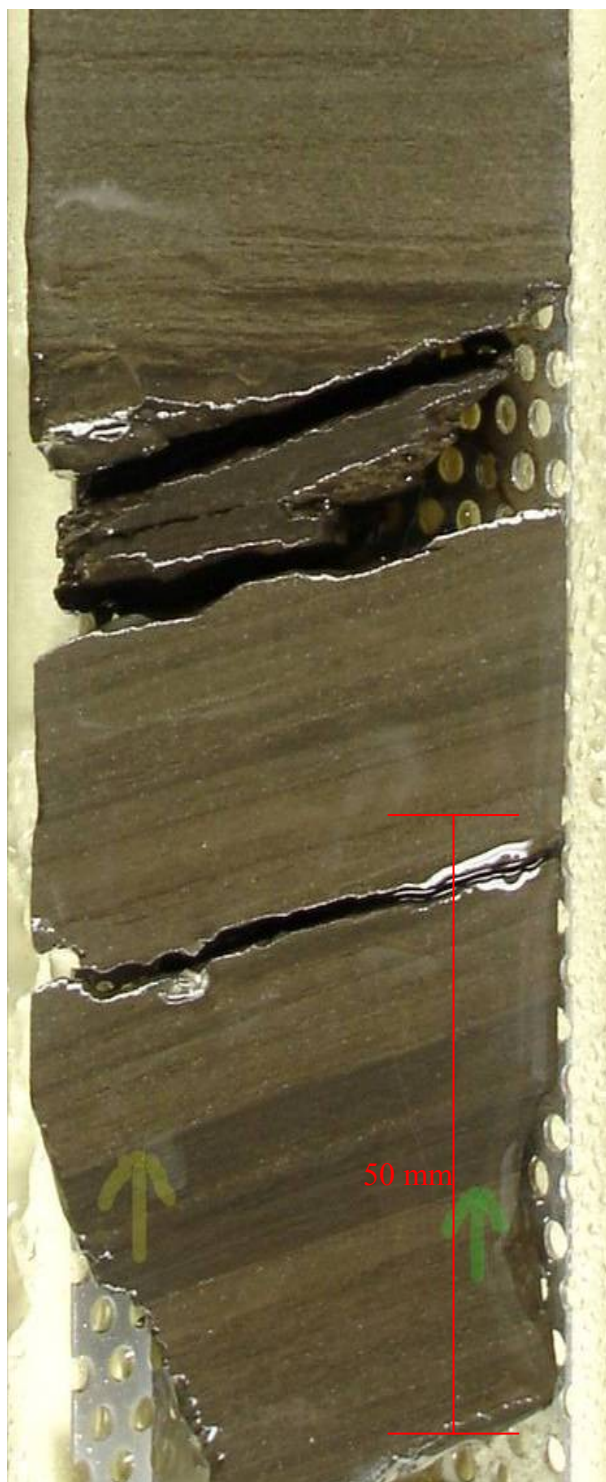
Grensen mellom sen volga og ryazan (figur 4.8) er satt på grunnlag av biostratigrafi, (Sintef rapport for kjernen 7018/05-U-01) og er brukt for å korrelere kjernene 7018/05-U-01 og 6814/04-U-02.

Skiferens farge er relativt uniform gjennom hele det loggede intervallet, og varierer fra lys gråsvart til gråsvart (figur 4.9 til 4.14). De tilsynelatende homogene skiferne består av vekslende lysere og mørkere lamine. Gjennom hele det loggede intervallet er det skarpe grenser mellom leirsedimentene og de mer sand/siltrike lagene, bortsett fra i de bioturberte enhetene (figur 4.12). Flere oppovergrovende og oppoverfinende enheter ble observert ved logging av kjernen, i likhet med funn i kjernen 6814/04-U-02, ble det også i 7018/05-U-01 observert et stort antall oppoverfinende og oppovergrovende enheter med tykkelser på fra et par mm til noen centimeter. Det ble ikke funnet tegn til bioturbasjon i prøver dypere enn nivå 60 m, og grunnere enn dette er det bare begrenset bioturbasjon. Kjernen inneholder en rekke foldede lag og forkastede enheter. I flere områder i det loggede intervallet ser man hvordan de grovere sedimentene synker inn i de finere underliggende sedimentene, såkalte "load casts" (figur 4.10).

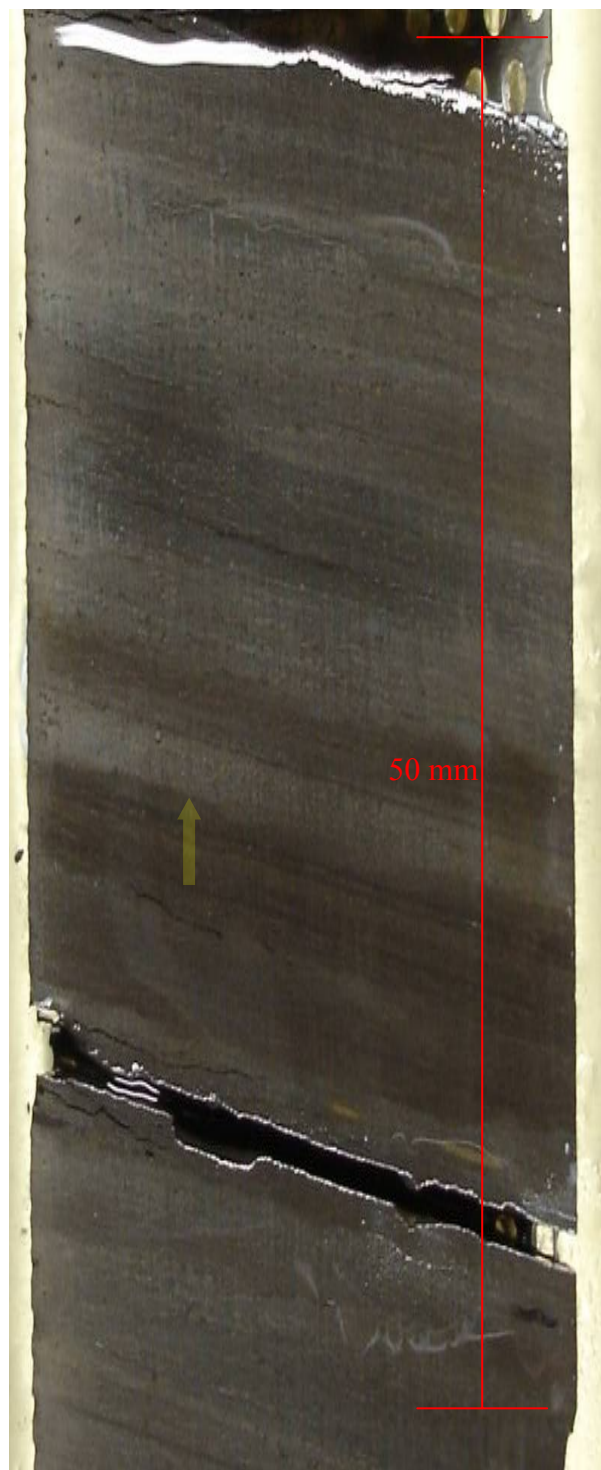
7018/05-U-01



Figur 4.8 Detaljlogg av kjernen 7018/05-U-01



Figur 4.9 Kjernen 7018/05-U-01; Den grønne pilen viser den skarpe grensen mellom et underliggende siltig lag og et overliggende mørkere mer leirrikt lag ved 82,27 m.. Den gule pilen viser grensen mellom det underliggende mer leirrike og overliggende siltlaget.



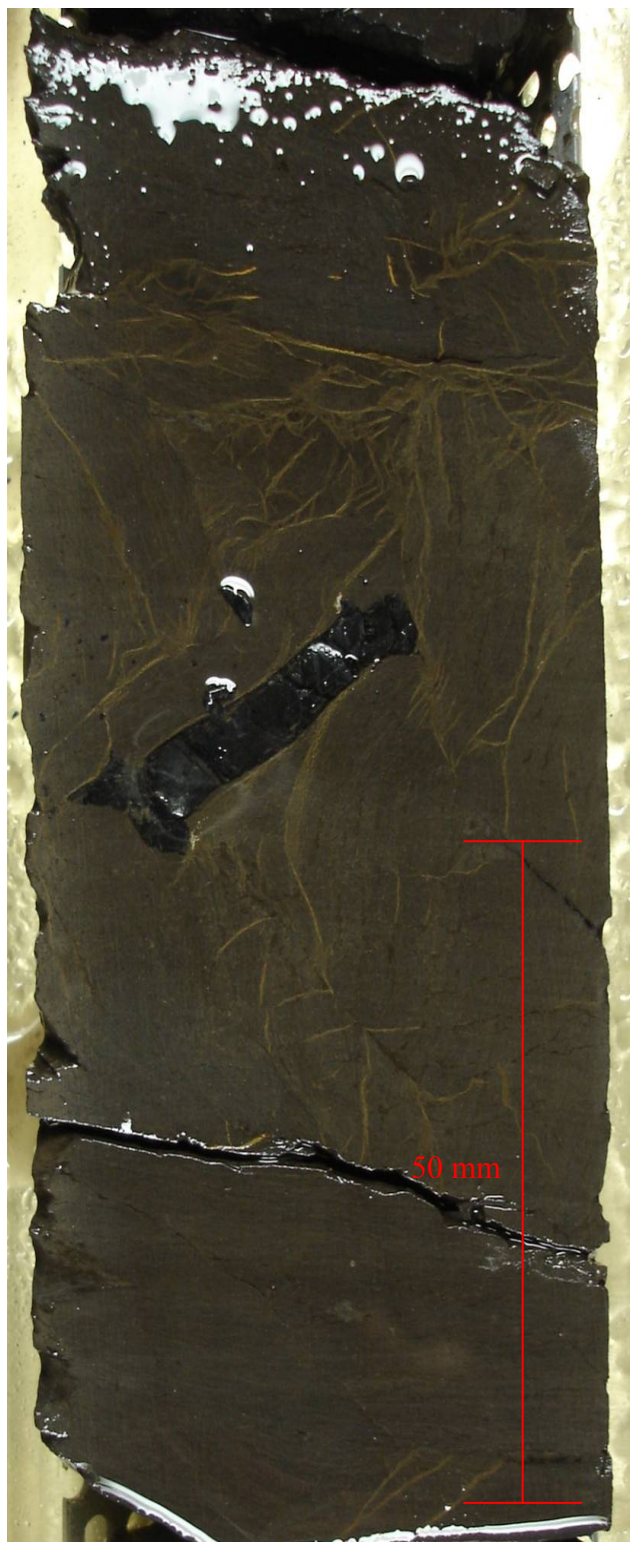
Figur 4.10 Kjernen 7018/05-U-01; Den gule pilen viser bunnen av et grovere lamina ved 94,30 m. tre mm. til høyre for pilen ser man hvordan de grovere sedimentene synker inn i de finere underliggende sedimentene, såkalte "load casts"



Figur 4.11 Kjernen 7018/05-U-01; vekslende lysere og mørkere lamine fra 64,50 til 64,65 m.



Figur 4.12 Kjernen 7018/05-U-01; Bioturbasjon fra 51,80 – 52 m.



Figur 4.13 Kjernen 7018/05-U-01; Plantefragment og sprekker med utfelling ved 76,80 m.



Figur 4.14 Kjernen 7018/05-U-01; Fossiler fylt med siltig leire ved 64 m.

4.3 XRD % forhold mellom mineralene/mineralgruppene

Figur 4.15 og 4.16 viser XRD % forholdet mellom mineralene/mineralgruppene ved økende dyp for henholdsvis kjernen 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01

Kjernen 6814/04-U-02:

Sjiktsilikatene viser en økende tendens i prøvene fra de grunnere delene av det loggede intervallet, mens kvartsforholdet ser ut til å være relativt stabilt.

Innholdet av kalifeltspat viser en økende trend i de grunnere prøvene fra 72 m. til 83 m.

Man finner kalsitt kun i de grunnere delene av det loggede intervallet fra 70 m. til 87 m. og muligens et økende innhold av dolomitt i den grunnere delen av loggen.

Mengden avpyritt og plagioklas er noe varierende, men man ser ingen minskende eller økende trend mellom de grunnere og dypere prøvene.

Kjernen 7018/05-U-01:

Mengden av sjiktsilikater og kvarts er noe varierende, men man ser ingen minskende eller økende trend mellom de grunnere og dypere prøvene.

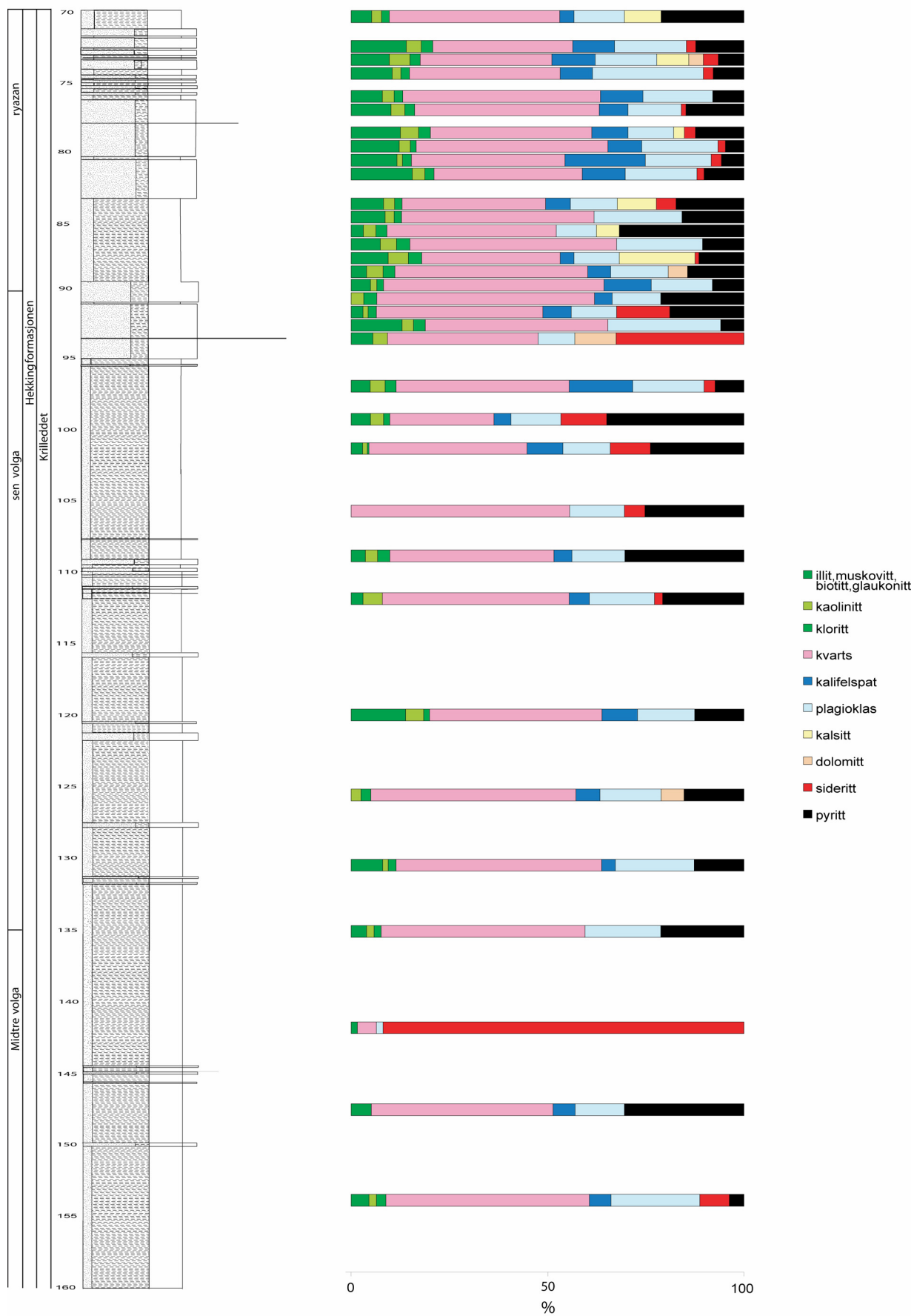
Innholdet av kalifeltspat og plagioklas er også noe varierende men man ser ingen klare trender.

Man finner kalsitt kun i prøvene ved 68 m. og 89 m.

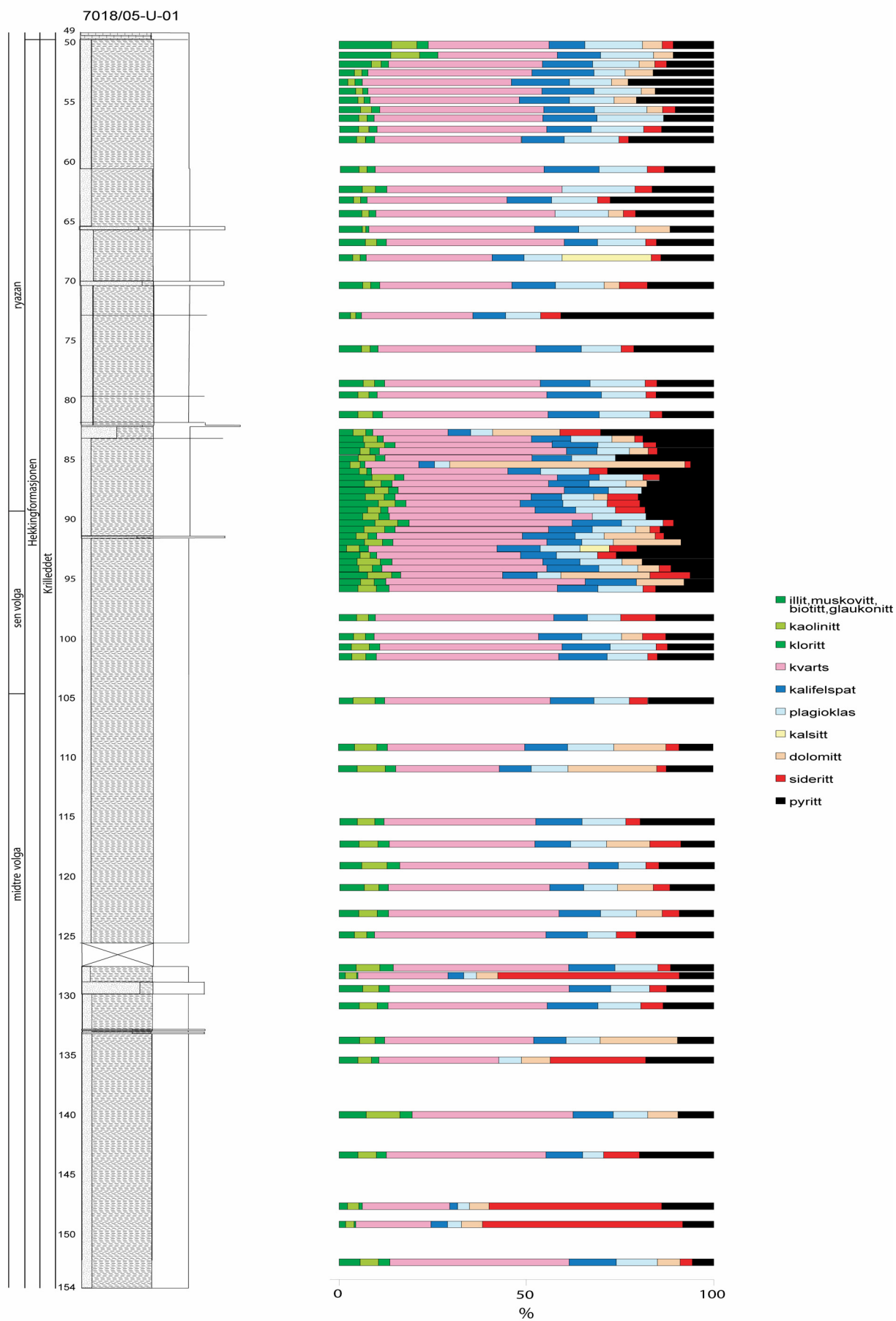
Prøvene ved 86 m., 92 m., 111 m. og 134 m. viser et høyt innhold av dolomitt(over 20 %) men man ser ingen klare trender.

Mengden av pyritt og plagioklas er noe varierende, men man ser ingen minskende eller økende trend mellom de grunnere og dypere prøvene.

6814/04-U-02



Figur 4.15 XRD % forholdet mellom mineralene/mineralgruppene i kjernen 6814/04-U-02.



Figur 4.16 XRD % forholdet mellom mineralene/mineralgruppene i kjernen 7018/05-U-01.

4.4 Forholdene kvarts/(kalifeltspat+plagioklas) og (kvarts + feltspat)/leirmineraler

Figur 4.17 og 4.18 viser forholdet kvarts/(kalifeltspat+plagioklas) og forholdet (kvarts+feltspat)/leirmineraler.

Kjernen 6814/04-U-02:

Forholdet kvarts/(kalifeltspat+plagioklas) er avtakende over nivå 103 m og verdiene er spesielt lave ved nivå 74 m., 80 m., og 97 m.

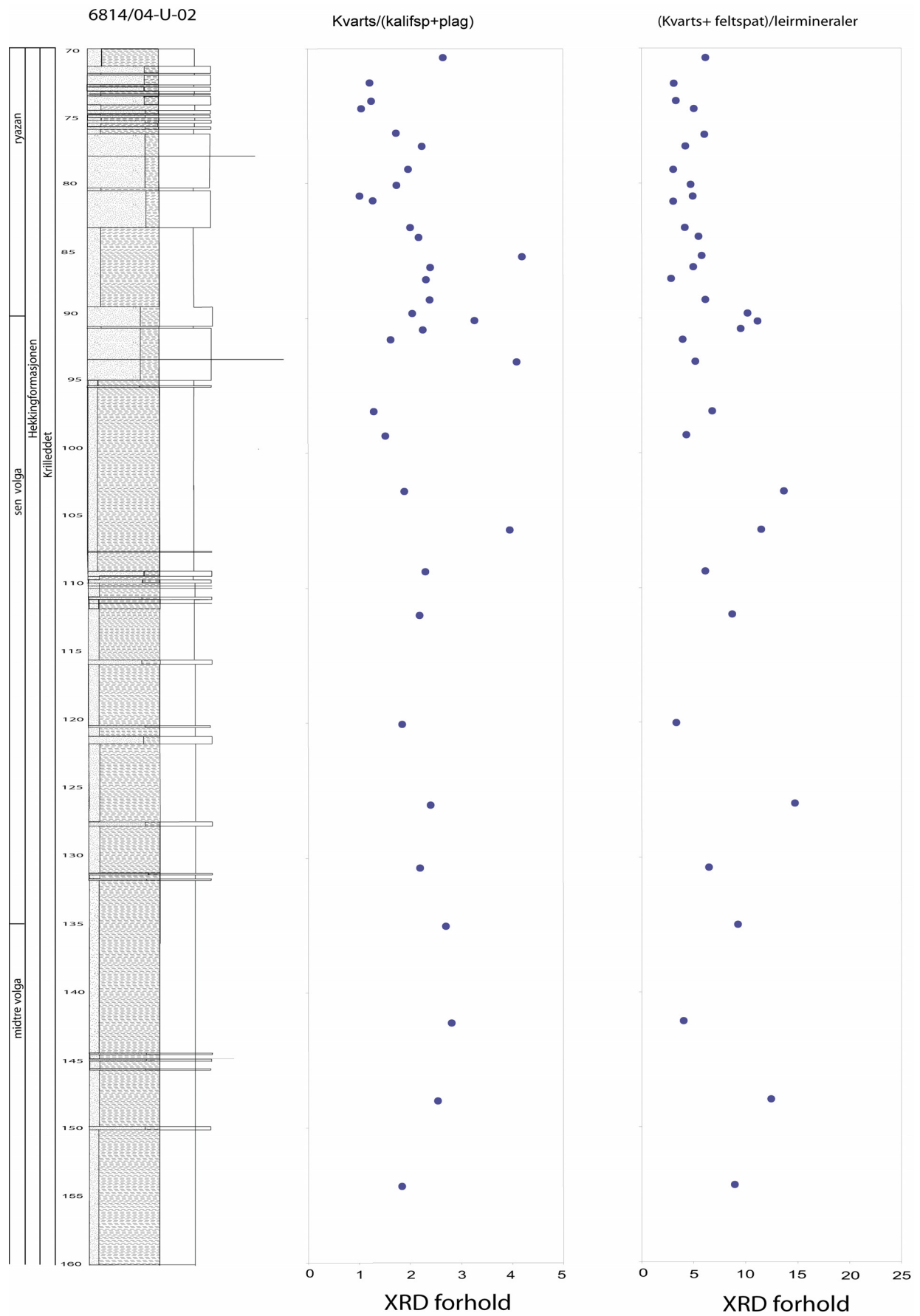
I den grunnere delen av det loggede intervallet i kjernen 6814/04-U-02, fra nivå 95 til 70 meter, hvor man også har et hyppig innslag av silt/sandlag, ses et avtakende forhold av (kvarts + feltspat)/leirmineraler. Forholdet (kvarts + feltspat)/leirmineraler viser veldig spredte verdier i prøvene tatt under nivå 100 m, men over 100 m er de relativt ens.

Kjernen 7018/05-U-01:

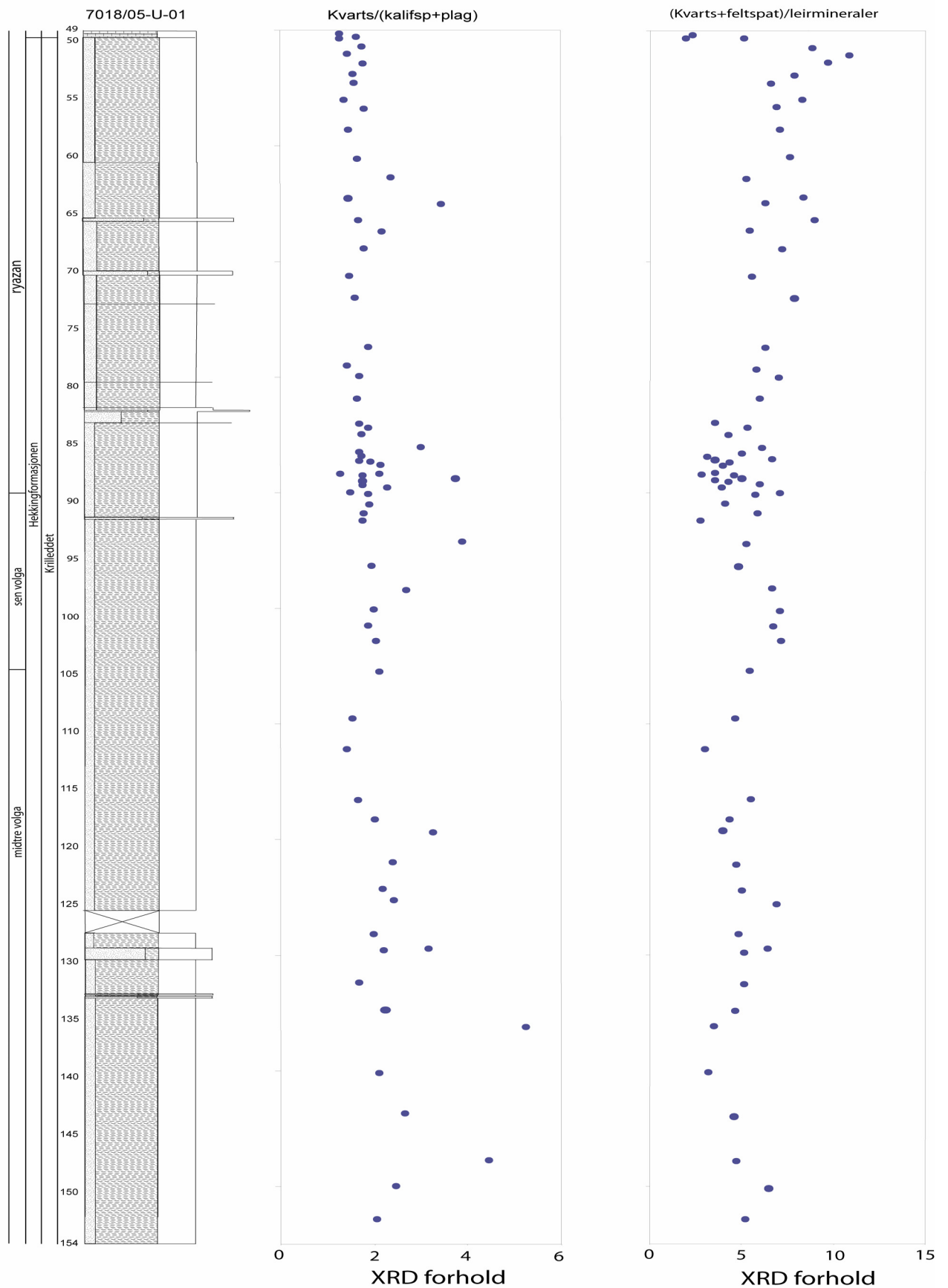
kvarts/(kalifeltspat + plagioklas) viser generelt en svakt minskende tendens i øvre del fra nivå 85 til 49 m.

Forholdet (kvarts + feltspat)/leirmineraler

Fra nivå 85 m. til 49 meter, hvor sand/siltlagene forekommer hyppigere, viser forholdet (kvarts + feltspat)/leirmineraler bare en meget svak økende tendens. Det er liten spredning i forholdet gjennom hele det oppmålte intervallet.



Figur 4.17 Forholdene i kjerne 6814/04-U-02; kvarts/(kalifeltspat+plagioklas) og (kvarts+feltspater)/leirmineraler.



Figur 4.18 Forholdene i kjerne 7018/05-U-01; kvarts/(kalifeltspat+plagioklas) og (kvarts+feltspat)/leirmineraler.

4.5 Tynnslip analyser

kjernen 6814/04-U-02

Mikroskopi og punkttelling av tynnslip fra kjernen 6814/04-U-02 tyder på at mineralogien ikke forandrer seg i stor grad ved økende dyp (tabell 4.1). Man ser en tendens til et noe økende innhold av sjiktsilikater fra nivå 80,95 m. og grunnere. Det er også en tendens til et økende innhold av plantefragmenter i de grunnere delene av kjernen. Generelt er kvarts og feltspatkornene noe kantet, og rundheten/kornformen forandrer seg ikke gjennom det loggede intervallet. Størrelsen på kornene forandrer seg heller ikke ved grunnere dyp. De største kvarts/feltspatkornene funnet i tynnslipene er ca 0,15 mm. Gjennomsnittlig størrelse ligger på ca 0,04 mm. Kornene er noe sortert men viser ingen orientering.

Tabell 4.1: Tabellen viser forholdet i % mellom de forskjellige mineralene/mineralgruppene ved økende dyp, funnet ved punkttelling av tynnslip fra Kjernen 6814/04-U-02

Dyp meter	kvarts/feltspat	sjiktsilikater	kalsitt	dolomitt	pyritt	plantefrag.
60,50	28,7	66,7	2,0	0,0	1,3	1,3
63,70	24,0	71,7	0,7	0,0	1,0	2,7
68,85	20,7	75,3	1,0	0,0	1,3	1,7
72,60	25,3	73,0	0,0	0,0	1,7	0,0
80,95	27,7	70,3	0,0	0,0	2,0	0,0
85,40	32,7	65,7	0,3	0,0	1,0	0,3
91,60	28,3	71,0	0,0	0,0	0,7	0,0
108,84	31,7	67,0	0,3	0,0	0,3	0,7
120,00	33,7	65,3	0,0	0,0	1,0	0,0
135,00	34,3	62,0	0,0	0,0	3,7	0,0
150,13	28,7	69,7	0,0	0,0	1,7	0,0

Kjernen 7018/05-U-01

Mikroskopi og punkttelling av tynnslip fra kjernen 7018/05-U-01 tyder på at mineralogien ikke forandrer seg i stor grad ved økende dyp (Tabell 4.2) Man ser en tendens til et noe økende innhold av sjiktsilikater fra nivå 80,95 m. og grunnere. Generelt er kvarts og feltspatkornene noe kantet, og rundheten/kornformen forandrer seg ikke gjennom det loggede intervallet. Størrelsen på kornene forandrer seg heller ikke ved grunnere dyp. De største kvarts/feltspatkornene funet i tynnslipene er ca 0,08 mm. Gjennomsnittlig størrelse ligger på ca 0,02 mm. Kornene er noe sortert men viser ingen orientering.

Tabell 4.2: Tabellen viser forholdet i % mellom de forskjellige mineralene/mineralgruppene ved økende dyp, funnet ved punkttelling av tynnslip fra Kjernen 7018/05-U-01

Dyp meter	kvarts/feltspat	sjiktsilikater	kalsitt	dolomitt	pyritt	plantefrag.
42,9	18,3	76,7	0,0	0,0	4,7	0,3
49,47	23,7	75,3	0,0	0,3	0,7	0,0
51,87	17,3	76,7	0,0	0,7	5,3	0,0
57,73	19,7	72,7	0,0	0,0	7,0	0,7
61,85	17,7	73,7	0,0	0,3	8,0	0,3
64	26,0	67,3	0,0	1,0	5,7	0,0
70,25	20,7	67,7	0,0	1,7	10,0	0,0
83,38	20,0	75,7	0,0	0,3	4,0	0,0
87,85	26,7	68,0	0,0	0,0	5,3	0,0
93,38	23,3	73,0	0,0	2,3	1,3	0,0
101,85	26,7	67,7	0,0	0,0	5,7	0,0
121,25	16,7	76,7	0,0	1,7	5,0	0,0
129,5	19,0	74,3	0,0	0,0	6,7	0,0
135,26	15,3	80,3	0,0	1,3	3,0	0,0
151,92	17,0	80,7	0,0	0,7	1,7	0,0

4.6 TOC og Rock-Eval analyser

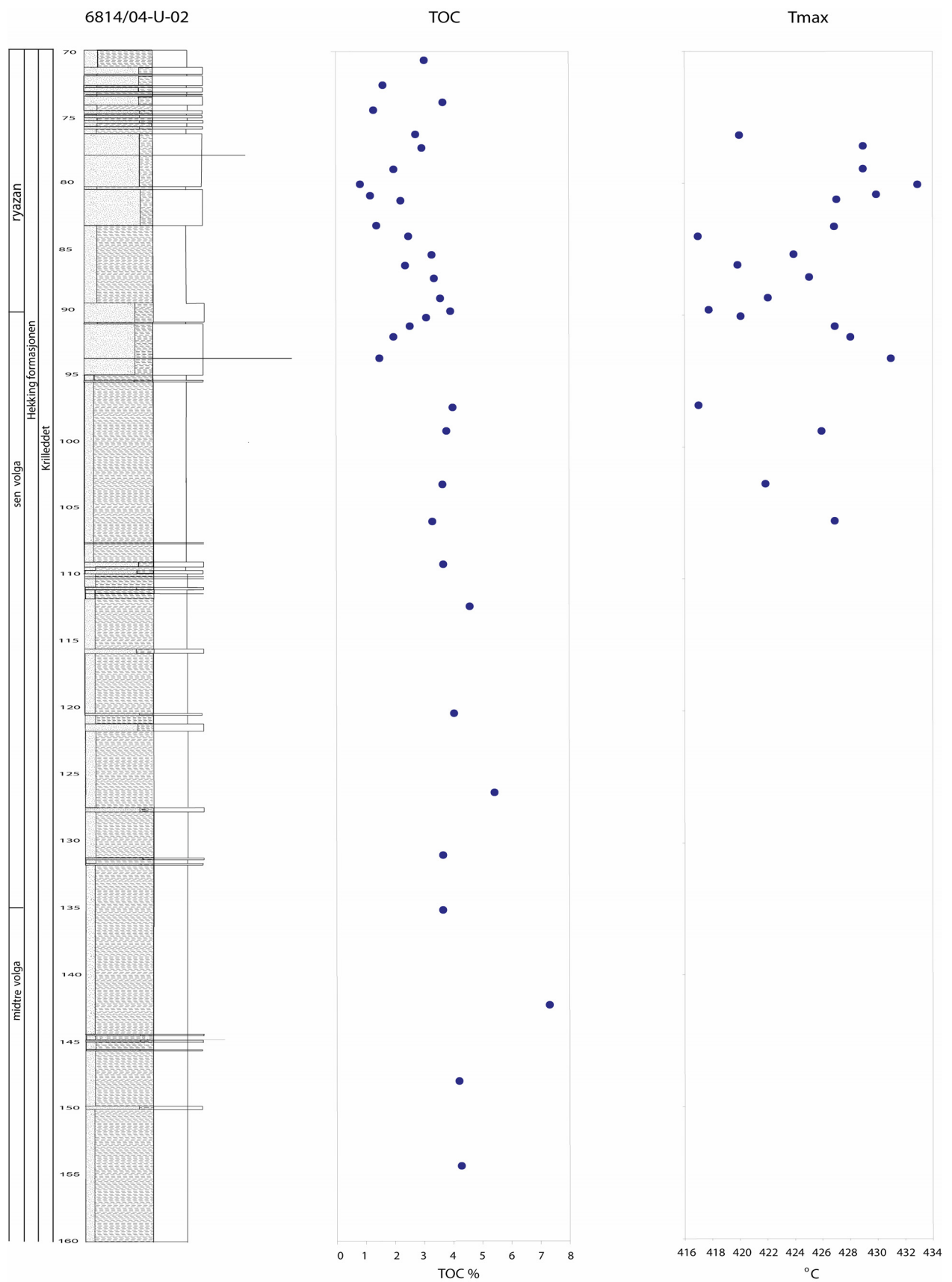
Kjernen 6814/04-U-02

TOC resultatene fra kjernen 6814/04-U-02 viser at man har en minkende mengde TOC i den grunnere delen av kjernen. (Figur 4.19) Særlig lavt TOC innhold viser prøvene fra rundt 93 m og rundt 81 m. Tmax verdiene er spesielt høye i området rundt 93 m og 81 m.

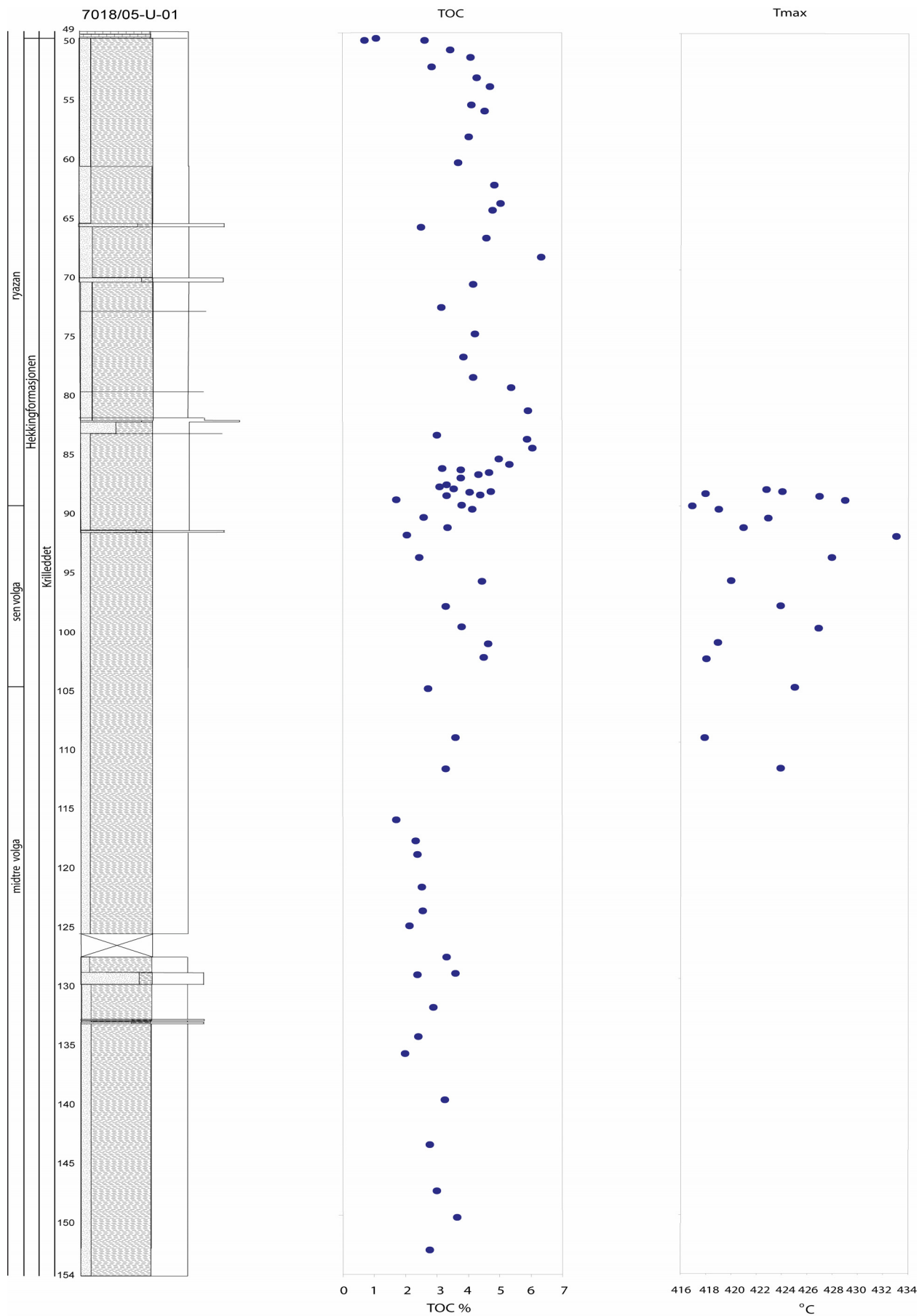
Kjernen 7818/05-U-01

TOC resultatene for kjernen 7818/05-U-01 viser en økende tendens mot de grunnere delene av kjernen, i motsetning til kjernen 6814/04-U-02. (Figur 4.20) Spesielt høye TOC verdier ser man i området rundt 80-85 m. Tmax verdiene er noe spredte, men ser ut til å avta noe ned mot 110 m.

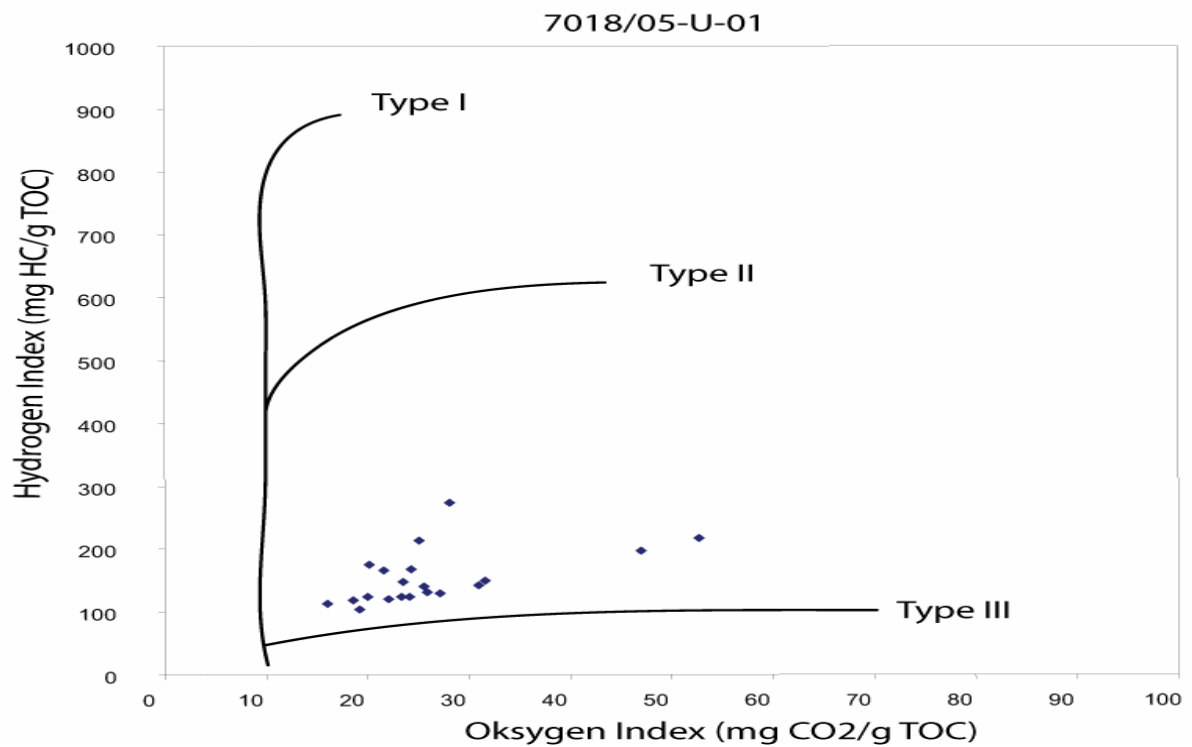
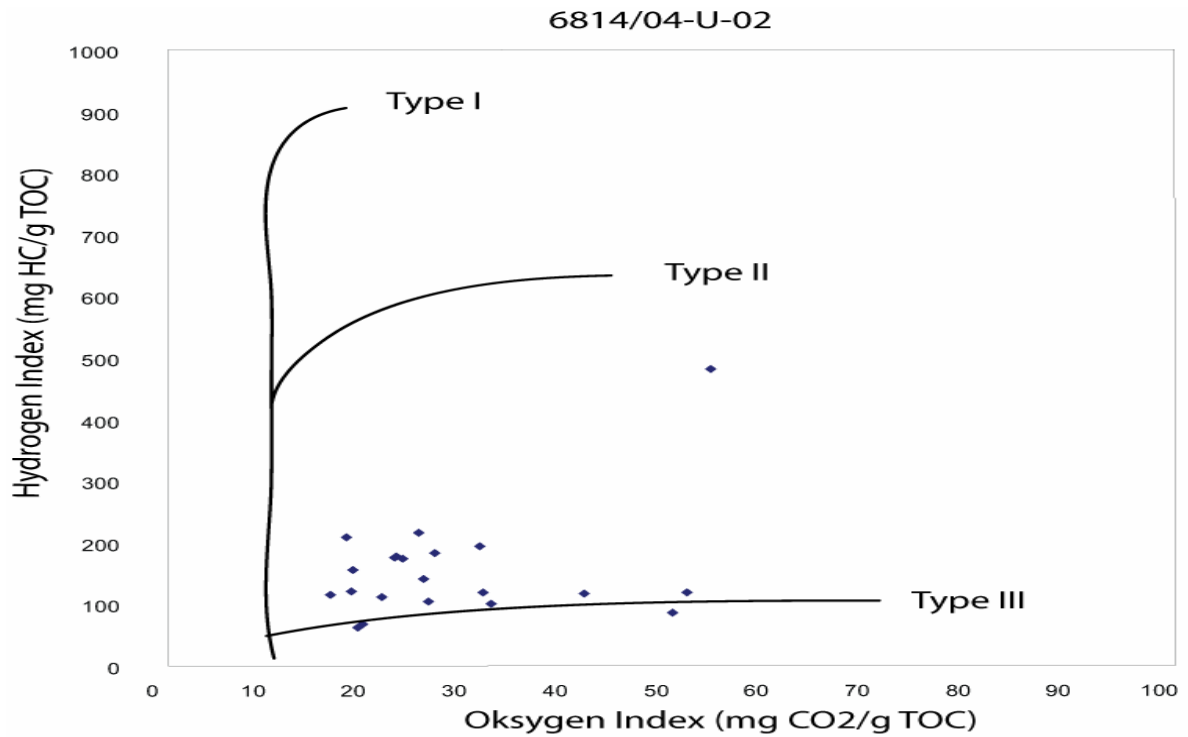
Oksygen indeks og Hydrogen Indeks er brukt for å plote prøvene fra kjernen 6814/04-U-02 og 7818/05-U-01 i Van-krevelen diagram. (Figur 4.21 a og b) Man ser at prøvene har en relativt lav Hydrogen indeks og lav Oksygen indeks. Plottene viser at det organiske materialet hovedsakelig faller inn under kerogen type III. Kerogenet i 6814/04-U-02 kjernen er noe mer type III enn kerogenet i 7818/05-U-01 kjernen.



Figur 4.19: Plott av TOC og Tmax ved økende dyp for kjernen 6814/04-U-02



Figur 4.20: Plott av TOC og Tmax ved økende dyp for kjernen 7818/05-U-01



Figur 4.21 a og b(figur a øverst) Oksygen indeks og Hydrogen Indeks er brukt for å plote prøvene fra kjernen 6814/04-U-02 og 7818/05-U-01 i Van-krevelen diagram. Plottene viser at det organiske materialet hovedsakelig faller inn under kerogen type III.

5. Diskusjon

Leirsedimentene i kjernen 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01 består hovedsakelig av lys gråsvart til gråsvart, laminert, noe siltig, skifer. I begge kjernene ses en økt hyppighet av sand/siltlag i de grunnere delene av det loggede intervallet, særlig kjernen 6814/04-U-02 har sandrike partier. Overgangen mellom skifer og sand/siltlagene er generelt skarp.

Hyppige innslag av sand/siltlag gjenspeiler perioder med økt aktivitet, det vil ikke bare være mulighet for økt mengde sand/siltlag, men også mer grove partikler i skiferlagene. Verdien funnet ved punkttelling av tynnslip (tabell 4.1 og 4.2) viser at det ikke er et økende innhold av kvarts og feltspater i skiferlagene i de grunnere delene kjernene 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01.

Forhold basert på XRD resultatene indikerer det samme; forandring i forholdet (kvarts + feltspat)/leirminerale, samsvarer ofte med forandring av kornstørrelse, et økende forhold av kvarts + feltspater over leirminerale, indikerer økende kornstørrelse. I leirsedimentene mellom sand/siltlagene, særlig i øvre del av det loggede intervallet i kjernen 7018/05-U-01, fra nivå 85 m. til 49 meter, hvor sand/siltlagene forekommer hyppigere, viser forholdet (kvarts + feltspat)/leirminerale bare en meget svak økende tendens. I den grunnere delen av det loggede intervallet i kjernen 6814/04-U-02, fra ca 95 til 70 meter, hvor man også har et hyppige innslag av silt/sandlag, ser man faktisk et avtakende forhold av (kvarts + feltspat)/leirminerale.

Dannelsen av pyritt er avhengig av et miljø med begrenset oksygen, derfor er prosentforholdet av pyritt funnet ved XRD en indikator for det oksiske forholdet når sedimentene ble avsatt. Verken kjernen 6814/04-U-02 eller kjernen 7018/05-U-01 viser et avtakende pyrittforhold i de grunnere delene. Dette viser at etter avsetning av sand/siltlagene, som sannsynligvis var avsatt under noe mer oksiske forhold grunnet den økte graden av bioturbasjonen som er observert i disse lagene, så var sannsynligvis bakgrunnssedimentasjonen av skifer og lave oksiske forhold dominerende igjen. Man skal være oppmerksom på at pyritt kan dannes diagenetisk/sendiagenetisk, men prosentforholdet i de ulike prøvene kan allikevel brukes som en indikator.

Gjennom hele det loggede intervallet er det skarpe grenser mellom leirsedimentene og sand siltlagene, unntaket er når sedimentene er kraftig bioturbert. (figur 3.7 og 3.9) De skarpe grensene mellom relativt forskjellige litologier, viser at avsetningsmiljøet har forandret seg hurtig.

Disse observasjonene indikerer at prosessene som styrte avsetningene av de grovere sedimentene er isolerte eller lokale, man får sporadiske innslag av prosesser som fører med seg grovere sedimenter, som avsettes i separate lag, uten at kornstørrelsen og petrologien til leirsedimentene ser ut til å bli nevneverdig forandret. Det store antallet av oppoverfinende enheter med en tykkelse på fra et par mm til noen centimeter observert i kjernen 6814/04-U-02 (figur 4.2) og kjernen 7018/05-U-01, kan være turbidittavsetninger, sannsynligvis distale turbiditter. Stormer og storm genererte strømmer kan også være et eksempel på sporadiske prosesser.

Det relativt høye innholdet av organisk materiale i kjernene, bevaring av primærlaminasjon og det høye innholdet av marine pelagiske fossiler, tyder på at sedimentene er avsatt i et dypt shelf miljø. Denne tolkningen stemmer godt overens med beskrivelsen av dette miljøet i principles of sedimentology and stratigraphy (Boggs, 1995). Kjernen 6814/04-U-02 var sannsynligvis lokalisert noe mer kystnært grunnet det økte innslaget av silt/sand og en kerogentype som er noe mer type III enn kerogenet i kjernen 7018/05-U-01 (figur 4.21).

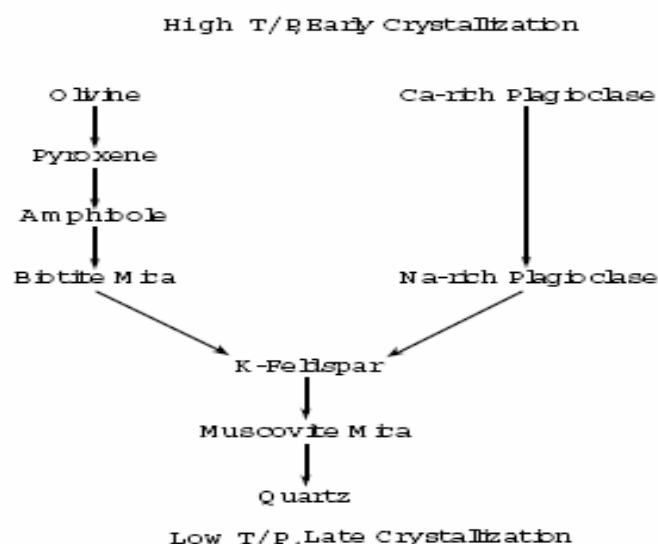
Det generelt økte innslaget av sand/siltlag i de grunnere delene av kjernen 6814/04-U-02 og kjernen 7018/05-U-01 kan ha flere forklaringer. Flere tidligere arbeider har påvist et generelt eustatisk havnivåfall i tidsperioden Ryazan (Hallam, 2001., Haq et al 1987., Gradstein et al.1994 og Berggren et al . 1995) så det økte innholdet av grovere klastisk materiale og plantefragmenter kan gjenspeile en oppgrunning eller regresjon, kystlinjen beveger seg ut mot havet og kildeområdet kommer nærmere. Samtidig vil stormer og stormgenererte strømmer ha en økt innflytelse ved grunnere dyp. Kortsiktige havnivåforandringer kan reflektere Milankovitch-type syklisitet. (Potter et al 2005)

Det økte innholdet av sjiktsilikater i de grunnere delene av kjernen 6814/04-U-02 (figur 4.15) kan også indikere en regresjon. Ved et relativt synkende havnivå, vil større landområder kunne bli eksponert, berggrunnen og tidligere avsatte sedimenter blir utsatt for kjemisk forvitring ved bl.a. innvirkning av nedbørsvann og biologisk aktivitet, og produksjonen av sjiktsilikater vil kunne økes.(figur 5.1) Man ser ikke et generelt økende innhold av sjiktsilikater i de grunnere delene av kjernen 7018/05-U-01, noe som kan forklares med at

6814/04-U-02 lå mer kystnært i paleo-Barentshavet og er derfor mer følsom for de forandringer som skjer i kildeområdet.

Et generelt eustatisk havnivåfall og regresjon kan også tenkes å gi mer modne sedimenter fra kilden. Tidligere avsatte sedimenter blir eksponert og blir igjen utsatt for forvitring, og andelen av det stabile mineralet kvarts øker i forhold til de mer ustabile feltspatene. (figur 5.1) En indikator for sedimentenes modenhet er derfor kvarts over feltspat forholdet, et økt forhold av kvarts over feltspat, indikerer økt modenhet. I øvre del av det loggede intervallet av kjernen 7018/05-U-01, hvor man har et økt innslag av sand/siltlag, og en mulig regresjon, kunne man da forventet et høyere innhold av kvarts i forhold til feltspater. Men ser man på figur x fra kjerneprøve 7018/05-U-01, ser man at forholdet kvarts/(kalifeltspat + plagioklas) generelt viser en svakt minskende tendens i øvre del fra ca 85 m til 49 meter. I øvre del av det loggede intervallet i kjernen 6814/04-U-02, fra ca 95 m til 70 m, er forholdet kvarts/(kalifeltspat + plagioklas) generelt uforandret i forhold til den dypere mer leirrike delen. Forvittringsraten vil i stor grad bli påvirket av klima, så det er ikke lett å bruke forholdet til å trekke noen klare konklusjoner.

Som nevnt under metoder, er kjerneprøvene tatt med hensyn på å kartlegge leirmineralogien, så lag/lamine inneholdende mer silt og/eller sand, er unngått ved prøvetaking. Prøvene er altså tatt i samme type sediment gjennom hele det loggede intervallet.



Figur 5.1: Bowens inverterte reaksjons serier: Ved overflatetemperaturer og trykk er høytemperaturmineralene lengst fra likevekt og mer ustabile enn lavtemperaturmineralene. Derfor vil olivin og Ca rik plagioklas forvitte hurtig mens kvarts, muskovitt og kalifeltspat vil forvitte langsomt.

Forandringer i strømforhold kan også være en mulig forklaring på den økte mengden sand/siltlag i den øvre delen av de loggede intervallene i kjernene 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01. Forandringer i strømforholdene kan være forårsaket av klimaforandringer og av at bassenget forandrer geometri.

Mjølfnirnedslaget

I kjernen 6814/04-U-02 ble det observert et kornbåret konglomerat fra nivå 93,41 m til 93,43 m, forøvrig det eneste konglomeratet funnet i de studerte kjernene. Konglomeratet har en kornstørrelse på 4 mm, og en finkornet matriks (Figur 4.4) og ligger like under grensen sen volga/ryazan. Flere publikasjoner har beskrevet nedslaget av mjølfnir asteroiden (eg., Gudlaugsson 1993; Dypvik et al. 1996) som slo ned i paleobarentshavet nær grensen mellom sen volga og ryazan (tidlig/sen berriasian) for $142 \pm 2,6$ millioner år siden.

Nedslagsområdet som er lokalisert på Bjarmelandsplattformen, ligger 800 km nordøst for kjernen 6814/04-U-02. Simuleringer av tsunamien generert av Mjølfnirasteroiden (beregnet til 2 km i diameter) viser at den ville ha induisert sterke bunnstrømmer, fra 30 til 90 km/t, som sannsynligvis forårsaket en kraftig bearbeiding av sedimentene, og hadde dramatiske lokale konsekvenser for det marine miljøet (Glimsdal et al., i trykk). Simuleringene indikerer amplituder over 200 m i utgangsfasen, noe som medfører at bølgen vil bryte langt fra kysten på relativt dypt vann. Selv ved Grønland, ca 1040 km fra nedslaget, viser modelleringene at tsunamien bryter på 185 meters dyp. (Glimsdal et al. I trykk). Kjernen i brønn 7018/05-U-01 er mer finkornet og lokalisert i mer bassengsentrale områder enn 6814/04-U-02, lag med markert grovere kornstørrelser, eller konglomerat er ikke funnet i brønn 7018/05-U-01, men effekten av tsunamien ville sannsynligvis vært større i brønn 6814/04-U-02 enn 7018/05-U-01, fordi den lå kystnært i paleobarentshavet. Landområdene ville generert en tilbakeskyllingseffekt, samtidig som man kan anta at tsunamien brøt så nært kysten. Tsunamien kan også være forklaringen på det økte innslaget av sand/silt fra 95 til 91 m i kjernen 6814/04-U-02, like under grensen sen volga/ryazan. Store mengder grovere klastisk materiale ville sannsynligvis blitt fraktet til mer bassengsentrale områder ved en tilbakeskylling, og sporadiske prosesser som stormer og stormgenererte strømmer ville regelmessig flyttet rundt på de grovere sedimentene. Man ser også et mer silt/sandrikt område i kjernen 7018/05-U-01, ved ca 91,5 m like under grensen sen volga/ryazan (figur 4.8) som kan være et resultat av tsunamien.

TOC verdiene er også meget lave (ca. 1.4 %) like over konglomeratet og øker gradvis oppover i kjernen mot 90 m. Like under konglomeratet, og videre ned til den dypeste delen av det loggede intervallet (nivå 160 m), er TOC verdiene betydelig høyere (figur 4.19). En tsunami ville rottet godt om i vannmassene og trolig økt oksygeninnholdet i vannmassene langs bunnen. Innholdet av organisk materiale i skiferne avsatt etter tsunamien ville sannsynligvis derfor være lavt. En forutsetning for akkumulasjon av organisk materiale er et lavt oksygeninnhold i vannmassene langs bunnen, til tross for en tilstrekkelig produksjon av organisk materiale, vil det ved oksiderende forhold bli oksidert (Wignall 1994).

6. Konklusjon

Det relativt høye innholdet av organisk materiale i kjernene, bevaring av primærlaminasjon og det høye innholdet av marine pelagiske fossiler, tyder på at sedimentene ble avsatt i et moderat dypt shelf miljø. Kjernen 6814/04-U-02 var sannsynligvis lokalisert noe mer kystnært grunnet det økte innslaget av silt/sand og en kerogentype som er noe mer type III enn kerogenet funnet i kjernen 7018/05-U-01 (figur 4.21).

Observasjonene (sedimentologiske, stratigrafiske) og de analytiske resultatene (geokjemiske og mineralogiske) fra kjernene 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01 indikerer at prosessene som styrte avsetningene av de grovere sedimentene (sand/siltlagene) er isolerte eller lokale. Man får sporadiske innslag av prosesser som fører med seg grovere sedimenter, som avsettes i separate lag, uten at kornstørrelsen og petrologien til leirsedimentene som representerer bakgrunnssedimentasjonen ser ut til å bli nevneverdig forandret. Det store antallet av oppoverfinende enheter med en tykkelse på fra et par mm til noen centimeter observert i kjernen 6814/04-U-02 (figur 4.2) og kjernen 7018/05-U-01, kan være turbidittavsetninger, sannsynligvis distale turbiditter. Stormer og storm genererte strømmer kan også være et eksempel på sporadiske prosesser.

Det generelt økte innslaget av sand/siltlag observert i de grunnere delene av kjernene 6814/04-U-02 og 7018/05-U-01 kan ha flere forklaringer. Flere tidligere arbeider har påvist et generelt eustatisk havnivåfall i tidsperioden ryazan (Hallam, 2001; Haq et al. 1987; Gradstein et al. 1994; Berggren et al. 1995) så det økte innholdet av grovere klastisk materiale og plantefragmenter mot toppen av Hekkingformasjonen kan gjenspeile en oppgrunning eller regresjon

Tsunamien generert fra Mjølneredslaget kan være forklaringen på den økte hyppigheten av sand/siltlagene fra 95 til 91 m i kjernen 6814/04-U-02, like under grensen sen volga/ryazan. Store mengder grovere klastisk materiale ville sannsynligvis blitt fraktet til mer bassengsentrale områder ved en tilbakeskylling, og sporadiske prosesser som stormer og stormgenererte strømmer ville regelmessig flyttet rundt på de grovere sedimentene. Man ser

også et mer silt/sandrikt område i kjernen 7018/05-U-01, ved ca 91,5 m like under grensen sen volga/ryazan (figur 4.8) som kan være et resultat av tsunamien.

Flere observasjoner indikerer at et kornbåret konglomeratet i den grove sonen fra nivå 93,41 m til 93,43 i kjernen 6814/04-U-02 er et resultat av tsunamien generert av Mjølnerasteroiden, som slo ned i paleobarentshavet nær grensen mellom sen volga og ryazan (tidlig/sen berriasian) for $142 \pm 2,6$ millioner år siden. Når tsunamien traff land ble stedvis grovere klastisk materiale sannsynligvis fraktet til mer bassengsentrale områder ved tilbakeskyllingen. TOC verdiene viser også at havbunnen ble omroret og oksydert i konglomeratsonen. De organisk rike skiferne som kjennetegner forholdene før tsunamien er ikke etablert før 3 m over konglomeratet.

7. Referanser

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., III, and Aubry, M.-P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, in Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.-P., and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 54, p 129-212.

Boggs S., 1995, *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Prentice-Hall, Inc. 774 pp.

Dalland, A, Worsley D, og Ofstad K. 1988. A lithostratigraphical scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore Mid- and Northern Norway. *Norw. Pet. Direct., Bull.*, 4, p 51-70

Dore, AG., 1991, The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and the Arctic sea. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87 p 441-492

Dypvik, H. Mørk, A; Smelror, M; Sandbakken , P T.; Tsikalas, F; Vigran J O; Bremer, G. M. A.; Nagy, J; Gabrielsen R H.; Faleide, J; Gashawbeza M B; Hermann M. W. 2004. Impact breccia and ejecta from the Mjølner crater in the Barents Sea - The Ragnarok Formation and Sindre Bed. *Norwegian Journal of Geology*, 84, p 143-167.

Faleide, J.I., Gudlaugsson, S.T., and Jacquart, G., 1984. Evolution of the western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 1, p 123-150.

Faleide, J.I., 1990. *Geology of the western Barents sea and the adjacent continental margin*. Dr . scient avhandling. Universitet I Oslo.

Gabrielsen, R.H., Faereth, R.B., Jensen, L.N., Kalheim, J.E., and Riis, F., 1990. Structural elements of the Norwegian Continental Shelf. Part I: The Barents Sea Region. *Norw. Pet. Direct., Bull.*, 6, 33pp.

Glimsdal. S, Pedersen, G.K, Langtangen, Shuvalov, V og Dypvik, H., 2005. Tsunami generation and propagation from the Mjølner asteroid impact. In press 22 pp.

Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J., and Huang, Z., 1994, A Mesozoic time scale: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 24,051–24,074.

Rønnevik, Hans Chr. og Jacobsen Hans-Petter., 1989. Structural highs and basins in the western barent sea. NPD-contribution ; 14. p 78-91

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. 1987 Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, p 1156-1167.

Johansen, S.E., Ostisty, B.K., Birkeland, Ø., Fedorovsky, Y.F., Martirosjan, V.N., Christensen O.Bruun, Cheredeev, S.I, Ignatenko E.A. og Margulis L.S. 1992. Hydrocarbon potential in the Barents Sea region: play distribution and potential. NPF special publications 2. p 273-320

Nøttvedt, A., Cecci, M., Gjeldberg, J.G., Kristensen, SE., Lønøy, A., Rasmussen, A., Rasmussen, E., Skott, P.H og van Veen, P.M., 1992 Svalbard-Barents sea correlation: a short review. NPF Special Publication 2, p 363-377, Elsevier, Amsterdam.

Potter, P.E., Maynard, J.B., Depetris, P.J., 2005 Mud and mudstones : introduction and overview. Berlin : Springer, c2005. 215pp.

Sintef rapport for kjernen 6814/04-U-02, upublisert.

Sintef rapport for kjernen 7018/05-U-01, upublisert.

Tissot, B.P., and Welte, D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence (2nd ed.): Heidelberg (Springer-Verlag). 699pp.

Van der Plas, L. and Tobi, A. C. 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. American Journal of Science, 263, p 87-90.

Wignall P. B. 1994 Black shales Clarendon press, Oxford. 125pp.

8. Appendix

6814	XRD %									
dyp	ilitt, muskovitt, biotitt, glaukonitt 10Å	kaolinitt 7Å	kloritt 7Å	kvarts 4,26Å	kalifelspat 3,24Å	plagioklas 3,18Å	kalsitt 3,03Å	dolomitt 2,89Å	sideritt 2,79Å	pyritt 2,71Å
60,50	16,3	4,2	1,9	36,6	8,2	13,7	15,6	0,0	1,5	2,1
63,70	14,0	6,1	3,8	35,4	11,3	15,5	10,4	0,0	0,0	3,5
66,90	16,7	3,8	2,7	44,2	7,7	15,5	0,0	0,0	0,0	9,4
68,85	5,6	3,8	3,1	35,7	5,5	10,1	27,0	0,0	0,0	9,2
70,70	5,3	2,5	2,0	43,4	3,6	12,8	9,4	0,0	0,0	21,0
72,60	14,0	3,9	2,9	35,6	10,7	18,3	0,0	0,0	2,4	12,2
73,90	9,7	5,2	2,6	33,5	11,0	15,7	8,1	3,7	3,8	6,6
74,50	10,5	2,2	2,2	38,4	8,3	28,2	0,0	0,0	2,5	7,8
76,35	7,9	3,1	2,1	50,3	10,8	17,8	0,0	0,0	0,0	7,9
77,25	10,1	3,5	2,5	47,0	7,3	13,6	0,0	0,0	1,2	14,7
78,95	12,6	4,6	3,0	41,1	9,2	11,7	2,6	0,0	2,8	12,4
80,10	12,2	2,9	1,4	48,8	8,6	19,3	0,0	0,0	2,0	4,7
80,95	11,6	1,4	2,3	39,0	20,5	16,8	0,0	0,0	2,6	5,7
81,30	15,6	3,2	2,3	37,7	10,9	18,3	0,0	0,0	1,8	10,1
83,30	8,3	2,7	1,9	36,6	6,3	11,9	10,0	0,0	5,0	17,3
84,00	8,6	2,4	1,9	48,9	0,0	22,4	0,0	0,0	0,0	15,8
85,40	3,2	3,2	2,8	43,1	0,0	10,2	5,9	0,0	0,0	31,7
86,20	7,5	4,1	3,5	52,6	0,0	21,9	0,0	0,0	0,0	10,5
87,10	9,5	5,1	3,4	35,2	3,5	11,6	19,3	0,0	1,0	11,5
88,70	3,9	4,2	3,0	49,1	5,8	14,7	0,0	4,9	0,0	14,4
89,63	4,9	1,6	1,6	56,2	12,1	15,5	0,0	0,0	0,0	8,0
90,18	0,0	3,2	3,2	55,4	4,6	12,3	0,0	0,0	0,0	21,2
90,80	3,0	1,4	2,0	42,5	7,2	11,5	0,0	0,0	13,6	18,9
91,60	12,9	3,0	3,0	46,4	0,0	28,7	0,0	0,0	0,0	6,0
93,20	5,5	3,7	0,0	38,4	0,0	9,4	0,0	10,5	32,5	0,0
96,95	4,9	3,8	2,7	44,1	16,2	18,1	0,0	0,0	2,9	7,3
98,70	4,9	3,3	1,6	26,5	4,4	12,7	0,0	0,0	11,7	34,9
102,82	2,9	1,2	0,4	40,3	9,2	12,0	0,0	0,0	10,2	23,8
105,62	0,0	0,0	0,0	55,6	0,0	14,0	0,0	0,0	5,3	25,2
108,84	3,6	3,1	3,1	41,8	4,6	13,4	0,0	0,0	0,0	30,4
112,00	3,0	5,0	0,0	47,5	5,2	16,5	0,0	0,0	2,1	20,7
120,00	13,9	4,6	1,5	43,9	9,0	14,6	0,0	0,0	0,0	12,6
126,05	0,0	2,5	2,5	52,2	6,2	15,5	0,0	5,8	0,0	15,3
130,70	8,0	1,4	2,1	52,3	3,5	20,1	0,0	0,0	0,0	12,6
135,00	4,0	1,9	1,9	51,9	0,0	19,2	0,0	0,0	0,0	21,2
142,20	1,6	0,0	0,0	4,8	0,0	1,7	0,0	0,0	91,8	0,0
147,90	5,1	0,0	0,0	46,2	5,6	12,6	0,0	0,0	0,0	30,4
154,30	4,5	1,9	2,4	51,9	5,5	22,7	0,0	0,0	7,5	3,7
161,12	4,5	2,1	1,0	51,0	9,5	14,9	0,0	0,0	1,9	15,2
166,05	3,9	0,0	0,0	35,9	4,5	14,3	9,6	0,0	0,0	31,9
175,18	0,0	1,6	1,6	47,8	6,9	14,2	0,0	0,0	3,5	24,3
187,40	5,6	3,3	2,0	52,2	0,0	16,1	0,0	0,0	0,0	20,9

7018	XRD %									
dyp	ilitt, muskovitt, biotitt, glaukonitt 10Å	kaolinit 7Å	kloritt 7Å	kvarts 4,26Å	kalifelspat 3,24Å	plagioklas 3,18Å	kalsitt 3,03Å	dolomitt 2,89Å	sideritt 2,79Å	pyritt 2,71Å
42,90	5,5	6,9	5,0	43,5	10,1	18,8	0,0	0,0	0,0	10,2
44,40	5,4	4,4	3,6	32,8	14,6	19,7	9,1	5,1	0,0	5,3
44,77	4,4	6,6	6,1	33,7	21,8	23,6	0,0	0,0	0,0	3,8
48,50	20,2	15,1	5,4	22,6	10,5	17,8	4,3	2,6	0,0	1,4
49,47	14,0	6,8	3,0	32,2	9,6	15,4	0,0	5,3	2,9	10,9
49,66	13,8	7,7	4,9	31,8	11,6	14,1	0,0	5,2	0,0	10,9
49,68	8,6	2,6	1,9	41,1	13,4	12,4	0,0	4,2	3,1	12,6
50,44	4,1	2,0	1,7	43,8	16,6	8,2	0,0	7,5	0,0	16,2
51,10	2,3	1,9	1,9	39,8	15,5	11,2	0,0	4,4	0,0	22,9
51,87	4,4	1,9	1,4	46,5	13,8	12,6	0,0	3,8	0,0	15,6
52,87	5,1	1,6	1,6	39,8	13,4	11,8	0,0	6,0	0,0	20,7
53,59	5,7	2,9	2,2	43,7	13,6	14,0	0,0	4,2	3,4	10,2
55,12	5,2	2,2	1,9	45,0	14,5	17,8	0,0	0,0	0,0	13,4
55,67	5,4	2,6	2,2	45,3	11,9	14,0	0,0	0,0	4,7	13,8
57,73	4,7	2,3	2,3	39,1	11,6	14,6	0,0	0,0	2,6	22,7
60,00	5,0	2,1	2,1	45,1	14,6	12,9	0,0	0,0	4,6	13,5
61,85	6,1	3,6	3,0	46,9	0,0	19,4	0,0	0,0	4,6	16,4
63,50	3,8	1,9	1,7	37,4	11,9	12,3	0,0	0,0	3,4	27,6
64,00	6,0	1,9	1,9	47,9	0,0	14,1	0,0	4,0	3,3	20,8
65,48	6,2	1,0	0,8	44,2	11,8	15,2	0,0	9,2	0,0	11,7
66,46	7,0	3,0	2,6	47,4	8,9	12,9	0,0	0,0	2,9	15,3
68,00	3,6	2,0	1,6	33,6	8,5	10,2	23,8	0,0	2,6	14,1
70,25	6,3	2,1	2,4	35,3	11,6	13,0	0,0	4,1	7,4	17,7
72,23	3,0	1,4	1,4	29,8	8,8	9,3	0,0	0,0	5,4	40,8
76,46	6,0	2,4	2,0	42,2	12,0	10,6	0,0	0,0	3,3	21,4
78,20	6,5	2,9	2,8	41,5	13,3	14,7	0,0	0,0	3,2	15,2
79,00	5,0	2,9	2,3	45,2	14,7	11,9	0,0	0,0	2,7	15,4
80,90	5,0	4,0	2,6	44,2	13,6	13,5	0,0	0,0	3,3	13,7
83,08	3,7	3,5	1,9	20,1	6,1	5,8	0,0	17,9	10,8	30,3
83,38	6,5	3,7	1,7	39,5	10,5	11,0	0,0	6,0	2,3	18,9
84,00	6,7	5,4	2,8	42,0	12,2	12,1	0,0	0,0	3,4	15,4
85,12	5,6	2,6	2,6	49,9	8,2	8,6	0,0	5,0	2,5	15,0
85,65	5,2	4,5	2,6	39,2	10,7	11,6	0,0	0,0	0,0	26,2
85,80	2,9	2,7	1,3	14,3	4,3	4,0	0,0	62,8	1,5	6,2
86,08	5,4	1,9	1,2	36,5	8,7	12,9	0,0	0,0	4,9	28,4
86,25	8,8	6,0	2,5	40,9	11,3	11,7	0,0	0,0	4,4	14,5
86,42	6,8	4,4	2,9	41,8	10,8	9,7	0,0	5,7	0,0	17,8
86,63	9,4	3,8	2,5	44,4	11,9	8,8	0,0	0,0	0,0	19,3
87,33	7,0	4,9	3,0	36,3	8,2	8,4	0,0	3,8	8,2	20,2
87,41	10,5	4,5	3,0	30,4	11,4	11,9	0,0	0,0	8,7	19,7
87,58	7,6	3,4	2,0	39,2	10,9	10,6	0,0	0,0	7,9	18,3
87,85	6,3	4,3	2,8	54,1	0,0	14,3	0,0	0,0	0,0	18,1
87,93	9,6	6,1	3,0	43,5	13,2	11,0	0,0	0,0	2,9	10,7
88,00	6,7	5,5	2,8	41,0	11,6	11,6	0,0	3,8	2,8	14,3
88,22	4,6	3,1	2,3	38,9	14,1	7,7	0,0	13,7	2,4	13,3
88,58	6,8	4,8	2,8	41,0	9,4	8,4	0,0	18,0	0,0	8,8
89,00	2,0	3,4	2,4	34,4	11,5	10,6	7,8	0,0	7,3	20,6
89,25	5,6	2,7	1,7	38,4	9,7	11,0	0,0	0,0	4,9	26,1
90,05	4,8	6,2	3,1	40,3	9,9	11,2	0,0	5,4	0,0	19,1
90,89	5,3	3,7	2,5	44,1	13,8	10,4	0,0	5,7	3,1	11,4
91,50	7,5	6,5	2,4	27,2	9,2	6,2	0,0	23,9	10,7	6,3
93,38	5,7	3,6	3,2	53,2	13,6	0,0	0,0	12,7	0,0	7,9
95,40	5,0	4,9	3,3	45,0	10,8	12,1	0,0	0,0	3,4	15,5

7018	XRD %									
dyp	ilitt, muskovitt, biotitt, glaukonitt 10Å	kaolinit 7Å	kloritt 7Å	kvarts 4,26Å	kalifelspat 3,24Å	plagioklas 3,18Å	kalsitt 3,03Å	dolomitt 2,89Å	sideritt 2,79Å	pyritt 2,71Å
97,50	4,6	3,2	1,9	47,7	8,9	8,8	0,0	0,0	9,4	15,5
99,35	3,8	3,2	2,3	43,9	11,5	10,7	0,0	5,5	6,2	12,9
100,63	3,3	4,7	2,8	48,6	12,8	12,3	0,0	0,0	3,0	12,4
101,85	3,4	3,7	2,8	48,6	13,0	10,8	0,0	0,0	2,6	15,1
104,45	3,7	5,9	2,6	44,2	11,6	9,6	0,0	0,0	4,9	17,5
108,60	4,3	6,0	2,7	36,7	11,5	12,3	0,0	13,9	3,6	9,1
111,20	5,0	7,5	2,7	27,7	8,5	9,8	0,0	23,7	2,5	12,5
115,60	4,6	4,7	2,5	40,6	12,3	11,7	0,0	0,0	3,8	19,9
117,34	5,1	5,0	3,0	38,9	9,5	9,6	0,0	11,6	8,2	9,0
118,40	5,8	6,8	3,4	50,4	8,0	7,3	0,0	0,0	3,5	14,8
121,25	6,5	3,9	2,5	43,1	9,2	9,0	0,0	9,5	4,4	11,9
123,34	5,3	4,9	3,0	45,5	11,1	9,6	0,0	6,9	4,5	9,2
124,56	4,1	3,2	2,1	45,7	11,1	7,7	0,0	0,0	5,2	20,8
127,25	4,5	6,3	3,7	46,7	12,4	11,5	0,0	0,0	3,4	11,5
128,50	1,7	3,0	0,4	24,0	4,3	3,4	0,0	5,8	48,3	9,3
128,73	6,3	4,4	2,8	47,9	11,1	10,3	0,0	0,0	4,6	12,6
131,52	5,4	4,8	3,0	42,4	13,5	11,5	0,0	0,0	6,0	13,5
133,90	5,5	4,0	2,7	39,7	8,7	9,0	0,0	20,7	0,0	9,7
135,26	5,0	3,6	2,0	32,0	0,0	6,1	0,0	7,7	25,4	18,2
139,27	7,3	8,9	3,3	42,9	10,8	9,2	0,0	8,0	0,0	9,6
143,05	5,1	4,9	2,6	42,6	9,8	5,7	0,0	0,0	9,5	19,9
146,95	2,2	3,0	0,9	23,3	2,1	3,1	0,0	5,2	46,1	13,9
149,16	1,8	2,2	0,4	20,1	4,5	3,8	0,0	5,6	53,4	8,3
151,92	5,6	5,0	3,0	47,9	12,6	10,9	0,0	6,1	3,3	5,7